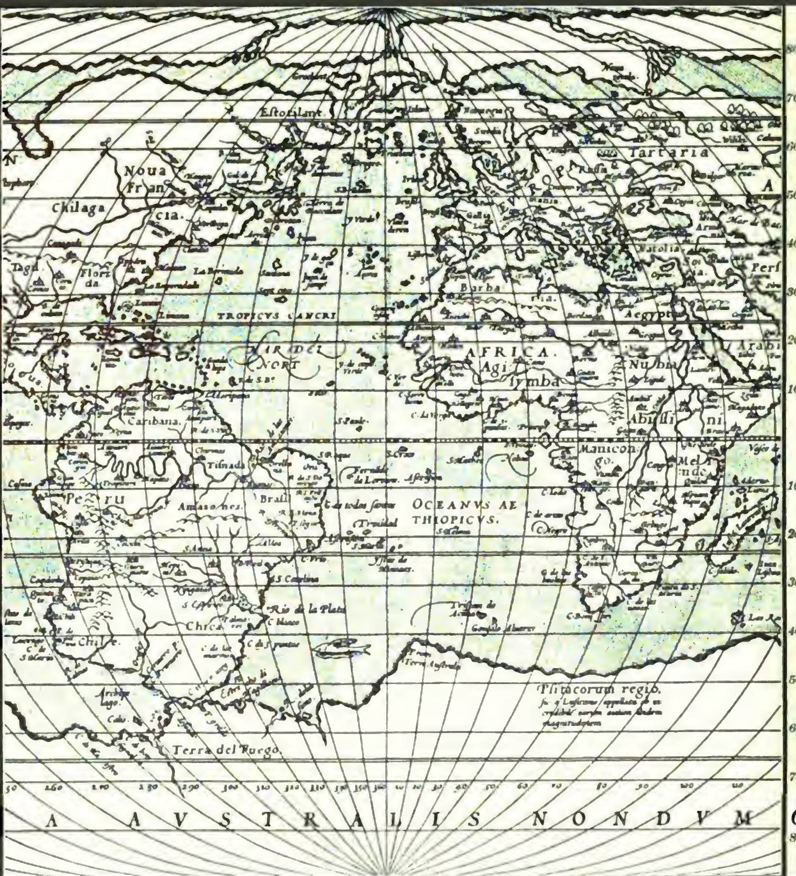
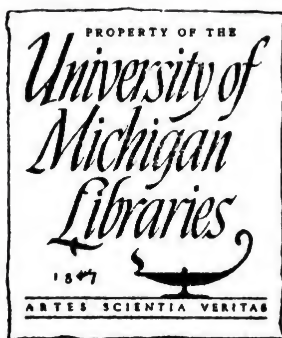


Geographie des Atlantischen ozeans

Gerhard Schott


PROPERTY OF THE
University of
Michigan
Libraries
1817
ARTES SCIENTIA VERITAS

Geographie des Atlantischen Ozeans



Gemälde von Prof. Schnars-Alquist, Hamburg

Nach dem Aquarell-Faksimile des Kunstverlags
Ludwig Möller, Lübeck.

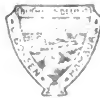
Auf blauen Tiefen des Atlantischen Ozeans.

Geographie
des
Atlantischen Ozeans

Von

Prof. Dr Gerhard Schott
Abteilungs- [illegible]

Mit 1 Titelbild, 28 Tafeln und 90 Textfiguren



HAMBURG
Verlag von C. Boysen
1912



Geographie

des

Atlantischen Ozeans

Von

Prof. Dr. Gerhard Schott
Abteilungsvorstand bei der Deutschen Seewarte in Hamburg

Mit 1 Titelbild, 28 Tafeln und 90 Textfiguren



HAMBURG
Verlag von C. Boysen
1912

Vorwort.

Wo von Welle zu Welle des Weltmeers Weite sich dehnt,
Dort durch Wagen und Wissen bahnt sich der Wille den Weg

Eben erst ist die Nacht dem Tageslicht gewichen. Dunkelblau dehnt sich ringsum die in Wellen schäumende See des Atlantischen Ozeans. Steif weht der in der Morgenkühle durchdringende Nordwest; zwischen den Lücken jagender Wolken schaut in herrlicher Klarheit da und dort blauer Himmel hervor. In großer Fahrt, von raumem Winde getrieben, kommt das segelnde Schiff heran, heimwärts, ostwärts bestimmt. Vier, vielleicht fünf Monate sind vergangen, seit es die palmengeschmückten Gestade Hinterindiens verließ, nur zwei oder drei Monate, wenn es von der hochragenden, mauerartigen und öden „Westküste", von den Salpeterhäfen Südamerikas kommt, um seine Ladung zur Deutschen Bucht der Nordsee zu bringen. In wenigen Tagen hoffen die wetterharten, seegewohnten Leute dieses Seglers die Außengründe vor dem Englischen Kanal zu erreichen, die ersten Leuchtfeuer Europas zu sichten.

Nicht weit ab davon, im Norden, sehen wir in Gedanken einen mächtigen Ozeandampfer nach entgegengesetzter Richtung, nach Westen, hinüber zur Neuen Welt ziehen; gewaltig wühlt sein Bug die entgegenstehende See auf. In langer schwarzer Fahne liegen die Rauchschwaden, die unaufhörlich seinen Schornsteinen entsteigen; er kann das Rennen selbst gegen Wind und See doch besser als sein wie ein großer, weißer Vogel im Süden vorbeischwebender Fahrtgenosse mit Wind und Wellen es vermag. In sechs oder sieben Tagen schon hofft der Dampfer vor New York den Anker fallen zu lassen; dann schon wird er seine aus ein- bis zweitausend Menschen und aus Gütern aller Art bestehende Ladung quer über den ganzen Ozean gebracht haben.

So verschieden in Größe und Art wie die zwei Schiffe, so verschieden auch die Stellung, die die Bewohner dieser Schiffe zum Ozean einnehmen. Dem Berufsseemann auf beiden ist das Weltmeer in allen wichtigen Erscheinungen der Oberfläche wohlvertraut; er versteht, die Naturverhältnisse je nach Ort und Zeit sich dienstbar zu machen oder ihnen zu begegnen. Nur selten wird ihm das Meer zu einem Gegenstand der Naturbetrachtung an und für sich, es ist ihm die Stätte seiner Wirksamkeit, die ihn zwingt, in einem harten Berufe sein Leben auf der Salzflut zu verbringen. Dem Seemann wird die hier vorliegende Beschreibung des befahrensten Ozeans, des Atlantischen, dann lesenswert erscheinen, wenn er über die zur Ausübung seiner praktischen Tätigkeit unmittelbar erforderlichen Kenntnisse hinaus das Bedürfnis fühlt, rein um des Wissens

willen ein abgerundetes Bild von diesem Weltmeer zu gewinnen auf solchen Gebieten, die in einsamen langen Stunden seine Gedanken beschäftigen und herausheben können aus täglicher Monotonie. Was die Seefahrer der eignen und andrer Nationen und früherer Zeiten in Entdeckung und Erforschung auf dem Atlantischen Meere Großes geleistet, was die Wissenschaft über die Entstehung des Ozeans, über Veränderungen der atlantischen Küsten, über Seebeben zu sagen weiß, dies und vieles mehr wird dem gebildeten Seemann willkommen sein.

Wesentlich anders, fremd und oft ablehnend zuerst, stehen zum Meere die aus allen Berufen sich zusammensetzenden Tausende und Hunderttausende, die alljährlich als vorübergehende Bewohner der großen transatlantischen Passagierschiffe den Ozean befahren. Der weit überwiegenden Mehrzahl unter ihnen — es ist wohl nicht zu viel gesagt — bleibt die See ein Buch mit sieben Siegeln; den meisten, die der Beruf über das große Wasser führt, erscheint der Atlantische Ozean nur als das die Alte und Neue Welt trennende und zugleich verbindende Zwischenstück, zu dessen unumgänglicher Befahrung kurze und immer kürzere Reisen gefordert werden.

Aber anderseits vertrauen sich dem Meere heutzutage schon Hunderte und Tausende an, lediglich zu Erholungs- und Vergnügungszwecken. Wer hätte es noch vor wenigen Jahren für möglich gehalten, daß große Doppelschrauben-Schnelldampfer lohnende Beschäftigung finden, indem sie Ferienreisende an Bord nehmen und die Reise ausdehnen bis Spitzbergen im Norden, bis zur Magellan-Straße im Süden, bis zur äußersten Ostecke des Schwarzen Meeres und bis zum westlichsten Rande des atlantischen Tales, in den westindischen Tropen? Ja, die hygienischen Bestrebungen der neuesten Zeit zielen, in absehbarer Zukunft sicher mit Erfolg, auch auf die Einrichtung schwimmender Sanatorien auf dem Atlantischen Ozean selbst. Für alle diese Reisenden der Gegenwart und Zukunft dürfte die See und die Seefahrt nicht mehr nur Mittel zum Zweck sein. Der Aufenthalt an Bord lenkt die Gedanken stündlich zur Umgebung, deren Einwirkung keiner sich entziehen kann. Wind und Wetter, Luft- und Wassertemperatur, Tiefen und Strömungen, Vögel und Fische, und schließlich der transatlantische Verkehr selbst: alles ist von gegenwärtigem Interesse. Diesen Gruppen von Seereisenden wird das neue Buch durchweg, wie zu hoffen ist, Anregung bieten, zumal in den Abschnitten über die physikalischen Verhältnisse, über das Klima und über die Tierwelt.

Endlich — und zwar in erster Linie — wendet sich die Geographie des Atlantischen Ozeans an die Fachgenossen des Verfassers, an die Geographen und an all die vielen auf irgendeinem Wissensgebiete mit geographischer Grundlage Arbeitenden. Die Ozeanographie als einer der jüngsten Zweige der Erdkunde hat bisher fast ausschließlich die allgemeinen Probleme der nicht auf den einzelnen Ozean beschränkten Naturerscheinungen des Meeres in kategorienmäßiger Anordnung behandelt, erdrückt von der Fülle des in den letzten 40 Jahren herbeigeströmten Materials. Es fehlt demgegenüber bisher der Versuch, auf dieser neugeschaffenen allgemeinen Grundlage ein abgerundetes geographisches Bild eines Einzelozeans als einer geographischen Einheit zu entwerfen. Wenn die neuere Meereskunde nicht lediglich in eine Physik, Chemie oder Biologie des Weltmeeres zerfallen soll, so muß das unabweisbare Bedürfnis erfüllt werden, das darauf abzielt, daß wir neben den Lehrbüchern der allgemeinen Ozeanographie zusammenfassende Beschreibungen der einzelnen Ozeane erhalten, genau so, wie neben der physischen allgemeinen Erdkunde die zusammenfassende Beschreibung von Festländern und einzelnen Festlandsteilen nach natürlichen Landschaften, mit einem

Worte die Pflege einer Landschaftsgeographie gerade neuerdings mit immer steigendem Nachdruck gefordert wird.

Das vorliegende Werk soll den bestbekannten und wirtschaftlich wichtigsten Ozean schildern, der zugleich schon durch seine Gestalt eine wirkliche geographische Einheit vertritt; es handelt sich um nahezu den fünften Teil der gesamten Erdoberfläche, dessen Geographie zu bringen in diesem Buche unternommen ist. Vielleicht bietet sich an andrer Stelle die Gelegenheit, über die methodologischen Anschauungen, die bei dieser Übertragung länderkundlicher Darstellungsweise auf das Meer, bei diesem Versuch einer geographischen oder speziellen Meereskunde befolgt worden sind, im Zusammenhange etwas zu sagen. Hier genüge folgendes. Es kam dem Verfasser vor allem darauf an, die Größe des Ozeans und seiner Teile, die räumliche Ausdehnung seiner Einzelerscheinungen messend und vergleichend darzustellen und, wo und wann es tunlich war, in den Vordergrund zu schieben, um die Augen des Geographen für die gewaltigen Längen- und Flächenmaße eines Weltmeeres zu schärfen. Nur auf diese Weise gewinnen wir ein volles Verständnis für die Leistungen des Menschen auf dem Ozean, umgekehrt auch die rechte Vorstellung von den Einflußmöglichkeiten des Ozeans auf die Verhältnisse des in die Natur hineingestellten Menschengeschlechtes. Der anthropogeographische Teil dieser Beschreibung des Atlantischen Ozeans ist sicher nach verschiedenen Richtungen hin des Ausbaues fähig. Auf der andern Seite enthält das Buch einige Ausführungen, die nach des Verfassers eigner Ansicht in einer Geographie des Atlantischen Ozeans an und für sich entbehrlich sein dürften, wie z. B. manche Angaben über gewisse geophysikalische Tatsachen der atlantischen Tiefseegewässer. Doch wurden diese Darlegungen aus Zweckmäßigkeitsgründen deshalb aufgenommen, weil, wie eingangs bereits bemerkt, das Buch auch für andre Kreise der Gebildeten bestimmt ist.

Bei der Eigenart des Versuches hat das Buch wohl keinen Vorgänger; soll gleichwohl auf ein Vorbild, das dem Verfasser hinsichtlich der Methode, der Zweckbestimmung usf. vorgeschwebt hat, hingewiesen werden, so darf vielleicht das nach Inhalt und Form unerreichte Werk von J. Partsch über Mitteleuropa genannt werden.

Nicht nur der Abschluß der Schrift, die Frucht eines siebenjährigen mühsamen selbstbestimmten Schaffens, sondern auch das Bewußtsein erfüllt den Verfasser mit besonderer Genugtuung und dankbarer Freude, daß wissenschaftliche, kaufmännische und schiffahrttreibende Persönlichkeiten Hamburgs ein Werk unterstützten, das nur um seiner selbst willen, nicht wegen eines etwaigen Nutzens im praktischen Leben zu bewerten sein wird. Die Herausgabe des Buches wurde ermöglicht durch die Hilfe

der Geographischen Gesellschaft in Hamburg,
der Hamburgischen Wissenschaftlichen Stiftung,
der Deutsch-Australischen Dampfschiffs-Gesellschaft,
der Deutschen Ostafrika-Linie,
der Hamburg-Amerika Linie,
der Hamburg-Südamerikanischen Dampfschifffahrts-Gesellschaft,
Hansing & Co.,
G. J. H. Siemers & Co.,
der Woermann-Linie.

Eine Ehrenpflicht aber ist es, der ganz besonderen tatkräftigen Mitwirkung zu gedenken, die dem Verfasser durch die Herren Senator von Melle, Senator Strandes

und Senator WESTPHAL sowie durch Herrn Prof. Dr. PASSARGE zuteil wurde, der als Geograph des Hamburgischen Kolonialinstitutes von vornherein den der Arbeit zugrunde liegenden Gedanken in entgegenkommender Weise förderte. Gern auch sei erwähnt, daß dem Verfasser in seiner Eigenschaft als Mitglied des Beamtenkörpers der Deutschen Seewarte ungemein wertvolle Grundlagen, Hilfsmittel und Erfahrungen verfügbar wurden, und endlich, daß Herr Prof. SCHNARS-ALQUIST, der uns auf seinen Gemälden die Hochsee in so herrlicher Meisterschaft vor Augen führt wie keiner vor ihm, bei der schwierigen Reproduktion des im Besitze von Herrn EDMUND J. A. SIEMERS befindlichen Originales künstlerischen Beirat gewährte, so daß nun ein auch in wissenschaftlichem Sinne naturgetreues Titelbild dem Buche voransteht.

Möge aus dem Buche die hehre Größe und Eigenart des Atlantischen Ozeans, eines so überaus schwer in sinnfälliger Weise zu schildernden Meeres, die Fülle der alle geologischen und historischen Zeiten, alle Zonen und alle Lebewesen der Mutter Erde berührenden Probleme vor dem geistigen Auge des Lesers emporwachsen!

Hamburg, 1. Oktober 1912

Gerhard Schott.

Inhaltsverzeichnis.

Die Abkürzung Sm bedeutet Seemeile à 1,85 km.
Alle Temperaturen sind nach Celsius, alle Tiefen nach Meter gegeben, die geographischen Längen nach Greenwich.

Kapitel I.

Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte des Atlantischen Ozeans.

A. Entdeckungsgeschichte der atlantischen Küsten und Inseln.

(Tafel I.)

§ 1. Der Atlantische Ozean im Altertum und Mittelalter.

Der Kulturkreis des Altertums war in seinen geographischen Kenntnissen vom Atlantischen Ozean nicht streng auf dessen europäisches Mittelmeer, das Mittelmeer im landläufigen Sinne, beschränkt; zwar galten im allgemeinen die Säulen des Herkules als das Ende der Welt, über welche hinauszudringen dem Menschen verwehrt sei, aber es ist doch eine Reihe von Tatsachen historisch gesichert, die erkennen lassen, daß ein beträchtlicher Teil der europäisch-afrikanischen Küsten des Atlantischen Ozeans im Altertum mindestens vorübergehend besucht worden und damit zur Kenntnis bestimmter Kreise, wenn auch nicht zur Kenntnis der Allgemeinheit, gekommen ist. Die Phönizier und Karthager als kühne Seefahrer haben dabei erheblich mehr als die Griechen und Römer geleistet; Griechen und Römer sind nie über die Fahrt längs der Küsten und über das Segeln bei Tage hinausgekommen, obwohl schon die Phönizier sich von der Küstenfahrt freigemacht und den Ozean, nachts und tags in Fahrt bleibend, betreten hatten. Wenn wir absehen von der sagenhaften Umseglung ganz Afrikas zur Zeit des Königs Necho von Ägypten um 600 v. Chr. — einer Reise, die schon aus rein nautischen Gründen für durchaus unwahrscheinlich gelten muß —, so haben doch phönizische Schiffer aus Tyrus und Sidon viel früher noch, vielleicht schon um 1200 v. Chr., den Atlantischen Ozean westlich von Gibraltar befahren und sich bis Finisterre oder sogar bis zu den Scillys, den Cassiteriden-Inseln, gewagt, getrieben von ihrem Handelsgeist, gelockt vom Bernstein der Nord- und Ostseeküsten. Als eine uralte Entdeckung der Phönizier dürfen auch die Canarischen Inseln gelten; sie heißen bei Plinius und Ptolemaeus *insulae fortunatae*, und es ist, da die „Inseln der Seligen"[1] schon bei Hesiod u. a. als geheimnisvolle, sagenhafte Inseln vorkommen, anzunehmen, daß man die ursprünglich rein dichterischer Phantasie entsprungene Bezeichnung später in den draußen im Ozean bekanntgewordenen Canarischen Inseln lokalisierte. Handelsgeist hat auch die Karthager hinausgetrieben, so Hanno um 465 v. Chr. südwärts an der afrikanischen Küste entlang bis etwa in die Gegend der heutigen Sierra-Leone-Küste, Himilco um dieselbe Zeit nordwärts bis zur Nordsee. Daß Pytheas von Massilia um 325 v. Chr. mindestens bis Nordbritannien, wenn nicht gar bis zu den

Shetland-Inseln gelangt ist, darf als ausgemacht gelten, zumal er offenbar von Meerwassereis und von Polarlichterscheinungen berichtet; sein *ultima Thule* braucht aber nicht in Island gesucht zu werden. Die Kriegszüge des Julius Cäsar, des Drusus und Tiberius in den letzten Jahrzehnten vor Christi Geburt erweiterten zwar die Kenntnis über viele Einzelheiten der nordischen Küsten, nicht aber die Kenntnisse über den Atlantischen Ozean selbst, da die Gestade auf dem Landwege erreicht wurden; Agricolas Umseglung Britanniens um 84 n. Chr. ist eine vereinzelte römische große Tat zur See. Die östliche und nördliche Ostsee blieb dem Altertum unbekannt; Skandinavien, die „Skatinavia" des Plinius (23—79 n. Chr.), galt als Insel.

Alles, was der antiken Kulturwelt bis zum Niedergang des römischen Kaiserreiches an geographischem Tatsachenmaterial zugegangen war, finden wir von dem Alexandriner Claudius Ptolemaeus unter Trajan und Hadrian etwa um 150 n. Chr. in seiner „Geographike Hyphegesis", der vollkommensten Länderkunde des Altertums, zusammengebracht, und vielfach ist daher das Ptolemaeische Weltbild wieder und wieder zu finden, zumal als im 15. Jahrhundert, rund 1300 Jahre nach Ptolemaeus, dies geographische Lehrbuch des Ptolemaeus durch Jacobus Angelus in das Lateinische übersetzt wurde, und zwar ohne Änderung, weil man Besseres an seine Stelle nicht zu setzen wußte. Ptolemaeus' geographische Anschauungen haben im wesentlichen somit das gesamte

Mittelalter

beherrscht, und es liegt schon hierin zugleich die Tatsache, daß eben in diesem vorzugsweise durch die Ausbreitung des Christentums charakterisierten Mittelalter dauernde Erweiterungen des Gesichtskreises nicht zu verzeichnen sind. Auf unsrer Tafel I ist durch einen Flächenton angedeutet, welchen ungefähren Umkreis im Atlantischen Ozean des Ptolemaeus' geographische Kenntnisse und Vorstellungen umfaßten.

Immerhin gelangte das Mittelalter doch in einigen Richtungen auch im Gebiete des Atlantischen Ozeans über Ptolemaeus' Weltbildgrenze hinaus, und zwar hauptsächlich nach Norden und Nordwesten, aber, wie gleich bemerkt werden muß, nur zeitweise: denn die Entdeckungen gingen wieder so gut wie vollkommen verloren und wurden nicht zum geistigen Eigentum der Gebildeten. Nachdem irische Priester um 750 die Fär Öer erreicht und um 790 auch Island betreten hatten, setzten rund 100 Jahre später mit Macht die atlantischen Seefahrten der Normannen, der Wikinger, ein. 850 war durch Wulfstan die östliche Ostsee gekreuzt, um die gleiche Zeit von Other das Nordkap passiert, und man hatte damit die Halbinselnatur Skandinaviens festgestellt. 861 finden wir die Normannen auf den Fär Öer, 865 auf Island, 982 im südwestlichen Grönland, wo Erik der Rote sich festsetzte, und von wo aus sein Sohn Leif für einige Jahre sogar mit dem europäischen Mutterlande eine einigermaßen feste Verkehrsverbindung zu unterhalten verstanden hat. Leif ist es auch gewesen, der etwa um 1001 das amerikanische Festland an der Küste von Labrador betreten hat, während andre Normannen nach ihm in den Jahren 1003—1006 bis zum heutigen Neu-Braunschweig und vielleicht noch etwas südlicher gekommen sein dürften[2]. Daß ein neuer Erdteil hierdurch entdeckt und zugleich der Nordatlantische Ozean in West-Ost-Richtung durchquert war, davon machten sich die normannischen Seehelden keine Vorstellung, und schon insofern wohnt diesen mittelalterlichen Entdeckungen keine wirkliche Bedeutung für die Entdeckungsgeschichte der atlantischen Umrandungen inne, ganz abgesehen davon, daß die Kunde über die Fahrten als solche im Wirrwarr der mittelalterlichen Unkultur nahezu unterging.

Am westlichen und südwestlichen Rande der dem Ptolemaeus bekannten Welt haben wir aber gegen den Ausgang des Mittelalters doch einen kleinen geographischen Gewinn zu verzeichnen. Nachdem schon um 1280 ein gewisser Lanceloto Maloxelo auf den Canarischen Inseln ein Kastell gegen die berberischen Guanchen, die Ureinwohner, gegründet hatte, wurden diese Inseln 1341 durch Schiffer aus Genua (oder von den Balearen aus) besucht und blieben von da ab in dauernder Verbindung mit Westeuropa, obwohl die endgültige Eroberung, zumal Tenerifes, sich bis 1496 hinzog. In die gleiche Periode um 1350 fällt auch die Entdeckung Madeiras und der Azoren; diese Inselgruppen erscheinen von da ab als fester Besitz geographischen Wissens auf den Seekarten, so auch 1375 auf der berühmten Katalanischen Weltkarte[3]. Gleichwohl blieb auch jetzt noch die atlantische Hochsee als solche unbekannt, man hatte auch gar keine Neigung, lediglich aus Erkenntnisdrang ihre Grenzen festzulegen. Erst das allmählich immer dringender werdende Bedürfnis, Indiens Schätze auch auf dem Seewege zu erreichen, führte die neue Zeit, führte ungewollt das Zeitalter der Entdeckungen herbei.

§ 2. Der Atlantische Ozean im Zeitalter der Entdeckungen.

(Tafel I.)

Zwei großen Ideen und zwei großen Persönlichkeiten wird die Entschleierung der Ost- und Westküsten des Atlantischen Ozeans verdankt. Ostindien und China soll auf dem Seewege ostwärts erreichbar werden, eine Forderung, die nach der Eroberung Konstantinopels 1453 durch die Türken, als die Landwege mehr oder weniger verschlossen wurden, immer gebieterischer sich erhob; diese Forschungen angebahnt, ja indirekt veranlaßt zu haben, bleibt das zweifellose Verdienst Heinrichs des Seefahrers, obwohl diesem großen Manne als Ziel zunächst nur die Erreichung Guineas vorgeschwebt hat. Ostindien und China muß aber auch auf dem Seewege westwärts auffindbar sein, eine zweite Idee, die der berühmte Florentiner Astronom Toscanelli zuerst vertreten hat und die Kolumbus sich lediglich zu eigen gemacht und in die Tat umzusetzen gewußt hat.

Während die systematischen Expeditionen Heinrichs des Seefahrers schließlich, 27 Jahre nach seinem Tode, zur Umseglung Afrikas führten und somit die Entdeckung fast der gesamten östlichen Begrenzung des Atlantischen Ozeans ein Werk portugiesischer Seefahrt darstellt, fällt die Auffindung der westlichen Umrandung unsres Ozeans fast ausschließlich spanischem, aus dem Verfolg der Toscanellischen Idee entspringenden Unternehmungsgeiste zu. Es wird für alle Zeiten, von welchem Standpunkte man auch an diese Entdeckungen herantritt, eins der anziehendsten Kapitel der Weltgeschichte bleiben, den wahrhaft Epoche machenden Verlauf dieser Ereignisse zu schildern und immer von neuem die einzelnen Wechselfälle sich zu vergegenwärtigen; es ist, als ob ein großes Drama an uns vorüberzieht, wenn wir nach mehr als tausendjährigem Stillstand geographischer Arbeit innerhalb der 100 Jahre 1440—1540 die atlantischen Küsten im Osten wie im Westen, im Süden und im Norden, aus den Fluten tauchen sehen, und das Weltbild von Grund auf sich ändert. Ein Vergleich von Toscanellis Erdkarte 1474 und Riberos Karte aus dem Jahre 1529 (S. 5 und 11) läßt den geradezu umwälzenden Charakter dieses Zeitalters für unsre Zwecke genügend hervortreten.

Die Entschleierung der östlichen Begrenzung.

Der in Oporto 1394 geborene Sohn Dom Enrique des Königs Johann von Portugal — später Heinrich der Seefahrer[4] genannt, obwohl er nie selbst eine größere Expedition zur See mitgemacht hat — gründete in Sagres unmittelbar beim Kap San Vincent, dem südwestlichsten Vorgebirge Europas, eine Schule der Nautik, der Astronomie und ein Seearsenal und organisierte seit 1420 mit reichen Mitteln und unter bewundernswerter Geschicklichkeit in der Heranziehung geeigneter Kräfte aus den verschiedensten Ländern die fast jahraus, jahrein wiederholten Versuche, der afrikanischen Küste südwärts zu folgen: man hoffte, sie werde bald nach Osten umbiegen und den Seeweg auch nach Indien freigeben. Nahe bis Kap Bojador, das nur wenig südlicher liegt als die Canarischen Inseln, kannte man den Küstenverlauf; die der Schiffahrt gefährlichsten Strecken des atlantischen „Dunkelmeeres“ zwischen Gibraltar und Bojador, von dem noch Edrisi 1154 schrieb „Kein Mensch hat wegen der Gefahren, der zahlreichen Stürme und der Dunkelheit (!) etwas Sicheres in Erfahrung bringen können“, waren überwunden, zugleich aber hatte sich auch die nach den bisherigen Befunden an sich erklärliche alte Anschauung befestigt, daß mit weiterem Vordringen nach Süden das Land immer wüstenhafter und heißer werde und schließlich die ganze Tropenzone einen unbewohnbaren vegetationslosen Glutofen darstelle. Es wurde daher, nachdem 1434 Gil Eannes Kap Bojador bezwungen und 1441 Nuno Tristão auch das weit vorspringende Kap Blanco umschifft hatte, die dem mutigen Dinis Dias 1445 gelungene Auffindung des heutigen Kap Verde von weittragendsten Folgen: für den Prinzen Heinrich stellte sie zwar nicht den ersten nautischen Erfolg seiner Leute vor, wohl aber das Eingangstor zu gänzlich neuen geographischen Vorstellungen. Man hatte zum ersten Male die wirklich schwarzen Menschen, die Neger, in ihrer Heimat erreicht, man hatte zugleich auch die Fülle tropischer Vegetation, die von hier ab einsetzt, staunenden Auges gesehen; die heiße Zone war also doch nicht unbewohnt und das Gegenteil einer Wüste. Selten hat sich die Namengebung einer Örtlichkeit treffender und zugleich so vorbildlich erwiesen wie hier: „unter dem Schatten der Palmen des Cabo Verde liegt die Geographie des Mittelalters begraben, am Cabo Verde sind die alten, die Tropen betreffenden Lehrsätze eines Aristoteles und Ptolemaeus zerschellt“[5].

Gleichwohl ging die weitere Entschleierung der atlantischen Küste nur langsam vor sich; als Heinrich im Jahre 1460 starb, war man nur bis etwa 10° N-Br. gelangt, soweit, wie auch der karthagische Admiral Hanno fast 2000 Jahre früher wahrscheinlich schon vorgedrungen war (s. S. 1). 1472 hatten die Portugiesen den innersten Winkel des Golfes von Guinea in der Nähe der Nigermündungen gefunden, war die Insel Fernando Po entdeckt und auch der Äquator überschritten worden. Es folgte, da König Alfons V von Portugal nicht eben eifrig die Fortsetzung des Vermächtnisses seines Oheims betrieb, wieder eine etwa zwölfjährige Pause, obwohl das Ansehen Portugals als seefahrende Macht schon durch die bisher erzielten Entdeckungen ungeheuer gestiegen war. Die drei Jahre 1484, 1485 und 1486 bringen endlich mit den zwei großen Unternehmungen des Diego Cão und des Bartolomeu Dias die Aufklärung über die südöstliche Begrenzung des Atlantischen Ozeans. Diego Cão, den König João II aussandte und den zugleich der Nürnberger Kosmograph Martin Behaim begleitete — als „Navigationsoffizier“ begleitete, wie wir heute sagen würden — fand 1484 die Kongomündung und drang 1485 bis zur Walfischbucht vor. Bartolomeu Dias

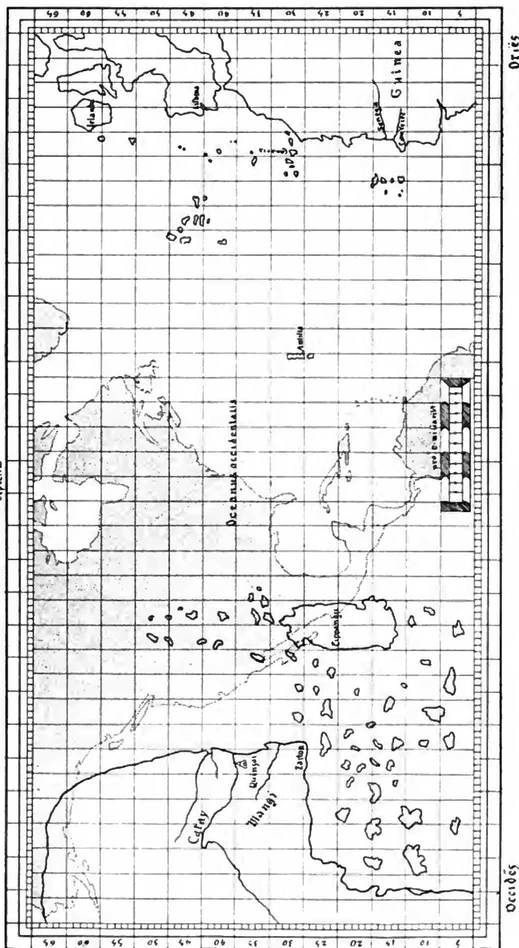

TOSCANELLI's Karte 1474, rekonstruiert von H. Wagner
Septentrio
Oceanus occidentalis
Antilia
Cipangu
Cathay
Mangi
Quinsai
Zaiton
Guinea
Oriēs
Occidēs

Fig. 1.

aber gebührt der Ruhm, in einer für seine Zeit glänzenden seemännischen Leistung 1486 den Rest der südwestafrikanischen Küste entdeckt zu haben und zugleich um die Südspitze von Afrika herumgesegelt zu sein; wegen Proviantmangels und Schwierigkeiten mit der Mannschaft mußte er schmerzerfüllt von einem Punkte aus, der schon östlich der heutigen Algoabucht liegt, die Heimreise antreten, doch nahm er die freudenvolle Sicherheit mit, daß der Seeweg nach Indien ostwärts nunmehr offen vorliege, frei für seine portugiesischen Landsleute. Bartolomeu Dias hat als erster das Kap der Guten Hoffnung und das Kap Agulhas umsegelt und damit die Erschließung der östlichen Begrenzung des Atlantischen Ozeans zu Ende geführt.

Als Bartolomeu im Dezember 1487 in Lissabon wieder anlangte, da war Kolumbus schon am spanischen Hof eifrig bemüht, die Annahme seines Planes zu erreichen, dessen Durchführung

die Entschleierung der westlichen Begrenzung

des Atlantischen Meeres in sich geschlossen hat. Da man in jenen Zeiten schon ziemlich allgemein von der Kugelgestalt der Erde überzeugt war, lag der vielleicht schon von Leonardo da Vinci gehegte, unsres Wissens aber zuerst von Toscanelli[6] klar erörterte Plan nahe, die Gewürzinseln sowie Ostasien auf einem Westkurse zu erreichen. In einem von einer Karte begleiteten, monumentalen Briefe[7] an den Kanonikus Fernando Martinez in Lissabon hatte Toscanelli schon 1474 seine Idee, daß das Morgenland auch auf einer Fahrt nach Westen zu finden sein müsse, dargelegt, um den König Alfons V dafür zu gewinnen; damals waren die Portugiesen zwar bis Guinea schon vorgedrungen, aber der Weg nach Osten und nach Indien hatte sich noch nicht geöffnet. Während der Brief sich — allerdings nicht in originaler Form — erhalten hat, ist die Karte verloren gegangen, und wir sind auf Rekonstruktionen angewiesen, die aber nach vielen Richtungen hin sicheren Boden unter den Füßen haben. Die beste Rekonstruktion dieser weltberühmten Toscanelli-Karte hat wohl Hermann Wagner[8] gegeben; in unsre hiernach angefertigte Fig. 1 (S. 5) wurden noch die tatsächlichen Umrisse Amerikas eingetragen. Da Toscanelli vom Umfang der Erde nicht die richtige Vorstellung hatte, wähnte er und bespricht demgemäß in dem Briefe, daß in verhältnismäßig kurzer, westlicher Fahrt Indien, das Land der Edelsteine und Spezereien, und das Goldland Zipangu sowie China, das Reich Kathay des Groß-Khans, von dem Marco Polo und Nicolo Conti berichtet hatten, erreichbar sein müßten. Auch hier wird also in erster Linie die dämonische Macht des Goldes als die Triebfeder zu großen Unternehmungen ausgespielt.

Der Hof von Lissabon ging auf Toscanellis Vorschlag nicht ein, obwohl man in jenen Tagen doch schon recht genau die Azoren und die Canaren kannte und auch die Kapverdeschen Inseln seit 1456 durch Cadomosto[9] — nachdem sie 1441 durch einen gewissen Antonio Noli wohl zuerst gesehen worden waren — betreten und im Anschluß daran besiedelt worden waren, ein weiterer Vorstoß nach Südwesten also eigentlich nahe lag.

Neun Jahre später trat Kolumbus[10] mit dem gleichen Plane in Lissabon auf, ohne besseren Erfolg zu haben, so daß der ehrgeizige Genuese 1484 sich nach Spanien wandte. Kolumbus hatte von Toscanelli eine Abschrift des Briefes vom Jahre 1474 sowie auch eine Kopie der beigefügten Karte erhalten und war also in Wirklichkeit nur der Träger der Idee eines Zweiten. Immerhin wird Kolumbus stets der Ruhm



Fig. 2.
Juan de la Cosa, älteste Karte Amerikas vom Jahre 1500. Nach K. Kretschmer.

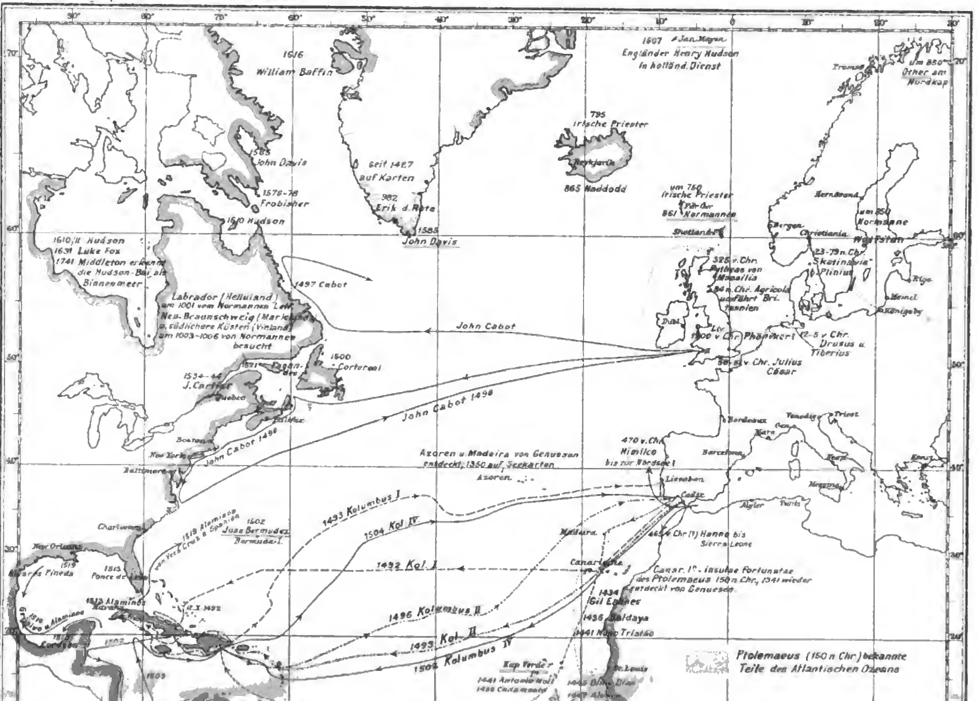
verbleiben, dieser Idee zur praktischen Durchführung verholfen zu haben, und bekanntlich hat Kolumbus bis an sein Lebensende 1506 so fest auf Toscanellis Weltbild geschworen, daß er nie geglaubt, auf seinen Reisen einen neuen Erdteil entdeckt zu haben; er hat sich seiner Meinung nach immer schon am Ostrande der Alten Welt befunden.

Des Kolumbus' vier Reisen haben zwischen den Jahren 1492 und 1503 zur Entdeckung der Bahamainseln geführt, ferner der Großen und Kleinen Antillen, der südamerikanischen Festlandsküste nordwestwärts von Trinidad ab, endlich nahezu der

ganzen zentralamerikanischen Küste; Kolumbus hat das Karibische Meer wiederholt nach verschiedenen Richtungen befahren, jedoch den Golf von Mexiko nicht betreten. Es wäre an und für sich eine höchst reizvolle Aufgabe, die Reisewege des Kolumbus — die ersten bewußten Durchquerungen des Atlantischen Ozeans von Ost nach West und von West nach Ost — in allen ihren nautischen Einzelheiten nach Breite und Länge festzulegen, und im besonderen zuzusehen, wie Kolumbus die technisch viel schwierigeren Rückreisen bewerkstelligt hat. Leider kann nur der Weg der ersten Hin- und Rückreise ziemlich genau bestimmt werden, weil wir von ihr das Tagebuch des Kolumbus besitzen; für alle übrigen Reisen fehlen uns die näheren Angaben gerade auf der eigentlichen Ozeanfahrt. Mit Vorbehalt wolle daher der Leser die auf Tafel I eingetragenen Kurslinien der Kolumbus-Reisen betrachten; sie beruhen im wesentlichen auf einer Karte J. G. Kohls[11], unter Berücksichtigung auch der Ansichten Ruges, Thachers u. a. Der von der Natur für die Rückreise aus Westindien vorgeschriebene Weg, daß zunächst das Gebiet des NO-Passats möglichst auf einem Buge ohne Kreuzen mit nördlichen Kursen durchschnitten wird, kommt auf der ersten Rückfahrt 1493 vergleichsweise am besten zum Ausdruck; diese Rückreise hat auch nur 48 Tage beansprucht, bei 35 Tagen mittlerer Reisedauer für moderne Schiffe! Ob Kolumbus 1496 auf seiner zweiten Rückfahrt tatsächlich, wie die Darstellung auf Tafel I annimmt, direkt gegen den Passat gekreuzt hat, muß zweifelhaft erscheinen, wenn schon der Ausgangspunkt der Ozeanfahrt in Guadeloupe feststeht; allerdings hat diese zweite Rückreise 93 Tage gedauert. Von einem Begleiter des Kolumbus auf dessen ersten zwei Reisen, dem baskischen Seemann Juan de la Cosa, besitzen wir die erste mit dem Jahre 1500 datierte Karte der neuen Entdeckungen und damit die erste Karte der westindischen Küsten des Atlantischen Ozeans; sie ist in Fig. 2 (S. 7) wiedergegeben.

Noch vor Schluß des fünfzehnten Jahrhunderts, in den Jahren 1499 und 1500, waren durch zwei andre spanische, von Kolumbus unabhängige Expeditionen weite Strecken der südamerikanischen Festlandsküste gefunden worden. Der spanische Edelmann Alonso de Hojeda, der oben schon genannte Cosa und der florentinische Kaufmann Amerigo Vespucci hatten etwa von 3° N-Br. ab die Guianaküste nordwestwärts verfolgt und westwärts vordringend die Lagune von Maracaibo erreicht; gleichzeitig war Yañez Pinzon vom heutigen Kap Roque ebenfalls nach Nordwesten gesegelt und hatte dabei die Mündung des Amazonenstromes gefunden. Endlich hatte Diego de Lepe in spanischen Diensten an der brasilianischen Küste bei etwa 10° S-Br. eine Landung bewerkstelligt, ebenfalls im Jahre 1500.

Und nun ist es ein merkwürdiges Spiel des Zufalls, daß die brasilianische Küste, welche die eben genannten spanischen Unternehmungen in dem Streben, Westindien auf recht südlichem Kurse anzusteuern, auffanden, in derselben Zeit auch den Portugiesen sich in den Weg legte, als sie auf dem seit 1498 durch Vasco de Gama vorgezeichneten Ostwege nach Indien segeln wollten. Cabral war durch schralen SO-Passat (§ 70) und durch die Südäquatorialströmung wider seinen Willen von seiner beabsichtigten Route zum Kap der Guten Hoffnung nach Westen abgetrieben und erreichte 1500 ungefähr unter 16° S-Br. ebenfalls Land, das, nachdem er durch ein Schiff seines Geschwaders die Kunde von der neuen Entdeckung sofort nach Lissabon gemeldet hatte, von den Portugiesen Brasilien genannt wurde. Schon im Jahre darauf sehen wir die Portugiesen diese ihre Entdeckung — von der spanischen hatte man noch keine Kunde — weiter verfolgen; Amerigo Vespucci, welcher im spanischen Dienste


1616 William Baffin
1585 John Davis
1576-78 Frobisher
1610 Hudson
1610/11 Hudson
1631 Luke Fox
1741 Middleton erkennt die Hudson-Bai als Binnenmeer
Labrador (Helluland) um 1001 vom Normannen Leif
Neu-Braunschweig (Markland) u. südlichere Küsten (Vinland) um 1003-1006 von Normannen besucht
1497 Cabot
1500 Corterreal
1534-44 J. Cartier
Quebec
Boston
New York
Baltimore
John Cabot 1498
John Cabot
seit 1427 auf Karten
982 Erik d. Rote
1585 John Davis
795 irische Priester
865 Naddodd
1607 Jan Mayen
Engländer Henry Hudson in holländ. Dienst
um 850 Other am Nordkap
Tromsö
um 750 irische Priester
861 Normannen
Bergen
Christiania
um 850 Normanne
Wulfstan
23-79 n. Chr. "Skatinavia" Plinius
325 v. Chr. Pytheas von Massilia
84 n. Chr. Agricola umfährt Britannien
1100 v. Chr. Phöniker
12-5 v. Chr. Drusus u. Tiberius
Cäsar
Riga
Memel
Königsberg
Bordeaux
Venedig
Triest
Barcelona
470 v. Chr. Himilco bis zur Nordsee!
Azoren u. Madeira von Genuesen entdeckt, 1350 auf Seekarten
Azoren
Lissabon
Cadiz
Algier
Tunis
Madeira
465 v. Chr. (?) Hanno bis Sierra Leone
Canar. I.
Canar. I., insulae fortunatae des Ptolemaeus 150 n. Chr., 1341 wieder entdeckt von Genuesen
1434 Gil Eannes
1436 Baldaya
1441 Nuño Tristão
1493 Kolumbus I
1504 Kol. IV
1492 Kol. I
1496 Kolumbus II
1493 Kol. II
1502 Kolumbus IV
1602 Juan Bermudez
Bermuda I.
1519 Alaminos von Vera Cruz n. Spanien
Charleston
New Orleans
1519 Alvarez Pineda
1513 Ponce de León
12. X. 1492
Kap Verde
1441 Antonio Noli
1455 Cadamosto
St. Louis
Ptolemaeus (150 n. Chr.) bekannte Teile des Atlantischen Ozeans

Tafel I.

Entdeckungsgeschichte der Atlantischen Küsten und Inseln

- entdeckt von Normannen
- " " Portugiesen
- " " Spaniern
- " " Engländern
- " " Holländern
- " " Franzosen
- " " Deutschen
- " " Dänen



Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.

Äquatorial-Maßstab 1:70.000.000

Verlag von C. Boysen in Hamburg.

1499 unter Hojeda in Westindien gewesen war und vielleicht auch die Expedition von de Lepe 1500 mitgemacht hat, begleitete im Mai 1501, nunmehr in portugiesischem Auftrage, eine Fahrt, auf der systematisch die Ostküste Südamerikas von Kap Roque ungefähr bis zum heutigen Desterro (27° S-Br.) abgesucht wurde. Vespucci, der in seinem die einzige Quelle für diese Reise bildenden Bericht nie den Führer des Geschwaders nennt, behauptet, man habe ihm von da an die selbständige Leitung der Unternehmung übertragen, und er sei bis 52° S-Br. vorgedrungen, wo er eine öde unbewohnte Insel gesehen habe, und er sei 1502 von da direkt nach Sierra Leone gesegelt. Beruht dieser vielumstrittene Teil des Vespuccischen Berichtes auf Wahrheit, so scheint Vespucci auch Südgeorgien als erster entdeckt zu haben.

Portugal gebührt jedenfalls Anteil an der Entschleierung eines erheblichen Teiles der südamerikanischen Ostküste, und portugiesischen Schiffen ist auch die Entdeckung der Mehrzahl der im offenen Südatlantischen Ozean gelegenen kleinen Inseln zu verdanken. So wurde 1501 Ascension von João da Nova, 1503 Fernando Noronha von Vespucci auf seiner vierten Reise zuerst gesehen; die zwischen 20° S-Br. und dem Wendekreis gelegenen öden vulkanischen Inseln Trinidad und Martin Vaz sind portugiesische Sichtungen, desgleichen Tristan da Cunha und die Diego-Alvarez- oder Gough-Insel. Alle die genannten Inseln fanden ausgehende, d. h. nach Ostindien bestimmte Portugiesen, und wir sehen zugleich aus dem Umstande, daß sogar Ascension von einem südostwärts bestimmten Schiffe zuerst gesichtet wurde, wie ungemein weit östlich im Vergleich mit dem heute befolgten ostindischen Segelweg man sich damals vielfach noch hielt. Nur St. Helena ist 1502 von demselben eben genannten João da Nova auf dessen Rückkehr nach Portugal entdeckt worden.

Die Erfolge der Portugiesen ließen übrigens die Spanier, die nach Kolumbus' Tod auf Kuba, auf Hispaniola und in Mexiko zunächst genug zu schaffen hatten, doch nicht ruhen, und so führte spanischer Unternehmungsgeist die Entdeckung der südwestlichsten Begrenzung des Atlantischen Ozeans zu Ende. Um 1515 erschien Dias de Solis vor der Mündung des La Plata, 1520 der in spanischem Dienst stehende Portugiese Fernão Magelhães nach einer Überwinterung an der patagonischen Küste vor dem Osteingang zu der nach ihm benannten Meeresstraße; indem er sie in der Zeit vom 21. Oktober bis 28. November 1520 durchfuhr und die Südsee betrat, wurde von der damaligen Zeit zugleich das Südende Südamerikas als erreicht angesehen.

Wie im Südwesten, so drängten die Spanier nun auch im Nordwesten wieder vorwärts*. Kolumbus selbst war bis in den Golf von Mexiko nicht gelangt. Juan Ponce de Leon jedoch, seit 1510 Statthalter von Puerto Rico, ging 1513 mit einem kleinen Geschwader, dessen Pilot der tüchtige Antonio de Alaminos war, aus und gelangte nach Kreuzfahrten bei den Bahamas an die Ostseite Floridas, umfuhr Florida bis zur Westküste im Golf von Mexiko, erkannte aber noch nicht die Halbinselnatur Floridas. Alaminos lernte bei dieser Unternehmung als erster den Golfstrom in seinem engsten Teile, der Floridastraße, kennen; als er sechs Jahre später von Vera Cruz aus durch Cortez nach Spanien gesandt wurde — er hatte inzwischen wiederholt den Golf von Mexiko besucht —, war er mit den vorherrschenden Wind- und Stromverhältnissen schon so gut vertraut, daß er in bewußter Absicht von Florida aus erst längere Zeit

* Die Bermudas-Inseln sind schon 1502 von dem Spanier Juan Bermudez entdeckt worden; sie wurden von ihm anfangs *isla de los diablos* (Teufelsinsel) genannt. Die Jahreszahl stützt sich auf den in der Feststellung solcher Daten sehr sorgfältigen Harrisse, und Ruge folgt ihm.

mit dem Strom nordwärts fuhr, ehe er nach Europa ostwärts abbog: Alaminos kann daher nicht bloß als der nautische Entdecker des Golfes von Mexiko und des Golfstromes gelten, sondern auch als der Pfadfinder für einen naturgemäßen Segelweg von Westindien nach Europa. Daß Florida eine Halbinsel sei, wurde 1519 vom Piloten Alvarez Pineda auf einer im Dienste des Statthalters von Jamaika ausgeführten Expedition festgestellt; Pineda hat auch die Mississippimündungen gefunden und überhaupt die ganze Nord- und Nordwestküste des Golfes aufgenommen. Die Südwestseite des Golfes von der Yukatanstraße ab war schon ein bis zwei Jahre früher, 1517 und 1518 festgelegt worden, indem auf Veranlassung des kubanischen Statthalters Velasquez erst Hernandez de Cordoba, dann Juan de Grijalva zusammen mit dem mehrfach genannten Alaminos ausgezogen waren; die Spanier gelangten dabei etwa bis zum heutigen Tampico, und nunmehr endlich, nachdem der Golf als landumschlossenes Gebilde erkannt war, verschlossen sie sich der Überzeugung nicht mehr, einen ganzen Kontinent entdeckt zu haben.

Wir müssen, um dies zu verstehen, uns vergegenwärtigen, daß um das Jahr 1519 die ganze weitere Ostküste Nordamerikas in ihren Grundzügen ebenfalls schon längst entdeckt war, bis nach Labrador hinauf, allerdings nicht von den Spaniern, sondern von Engländern, Franzosen und — in kleinerem Anteil — von Portugiesen (Tafel I). Die Kunde zuerst von den portugiesischen Fahrten südwärts an der westafrikanischen Küste, dann gar von den spanischen kühnen Reisen westwärts über das Meer muß in der damaligen Zeit alle seefahrenden Völker mächtig erregt haben. Auch in England wagte man es nun, energischer westwärts vorzustoßen, aber es ist bezeichnend, daß hier ebenfalls — wie bei den Kolumbus-Fahrten — die eigentliche Initiative nicht von einem Einheimischen, sondern von einem Zugewanderten ausging. Giovanno Caboto, der John Cabot der Engländer, stammte gleich Kolumbus aus Genua und hatte etwa um 1490 in Bristol — das damals ungleich bedeutender als London war — sich niedergelassen; er erhielt von Heinrich VII ein Patent für die Westreisen, genau wie Kolumbus von den spanischen Majestäten, um die reiche Insel Zipangu (Japan) zu erreichen. Auf seiner ersten großen Fahrt 1497 stieß Cabot auf Land, höchstwahrscheinlich auf die wenig verlockende Küste von Labrador, die er noch nach Nordwesten verfolgte, um dann zurückzukehren. Cabots Entdeckungen lassen sich leider nicht mit aller Sicherheit festlegen, besonders auch nicht die der zweiten größeren Expedition des Jahres 1498, bei der er wohl bis zur Höhe von Kap Hatteras die westliche Begrenzung des Nordatlantischen Ozeans verfolgt hat. Die englischen Unternehmungen hören damit zunächst auf, und es ist dann den beiden Brüdern Gaspar und Miguel Cortereal, auf den Azoren ansässigen Portugiesen, um 1500 die Entdeckung der nördlicheren Teile Neufundlands zu verdanken. Den Golf von St. Lorenz endlich und den St.-Lorenz-Strom haben die wiederholten Züge des Franzosen Jacques Cartier aus St. Malo in der Bretagne geklärt. Auch Cartier hoffte, im Norden eine westwärts nach Indien führende Passage zu finden und suchte daher alle die Buchten der fjordreichen nordostamerikanischen Gewässer ab; seine Fahrten, bei denen verlustreiche Überwinterungen stattfanden, fielen in die Jahre 1534—1544 und legten den Grund zum späteren französischen Kolonialbesitz in Kanada.

Wir sind damit am Schlusse der bedeutungsvollen 100 Jahre, 1434—1534 oder rund 1440—1540, angelangt, in denen die Entschleierung der wichtigsten atlantischen Küsten, der langgestreckten östlichen und westlichen Umrandung des Atlantischen

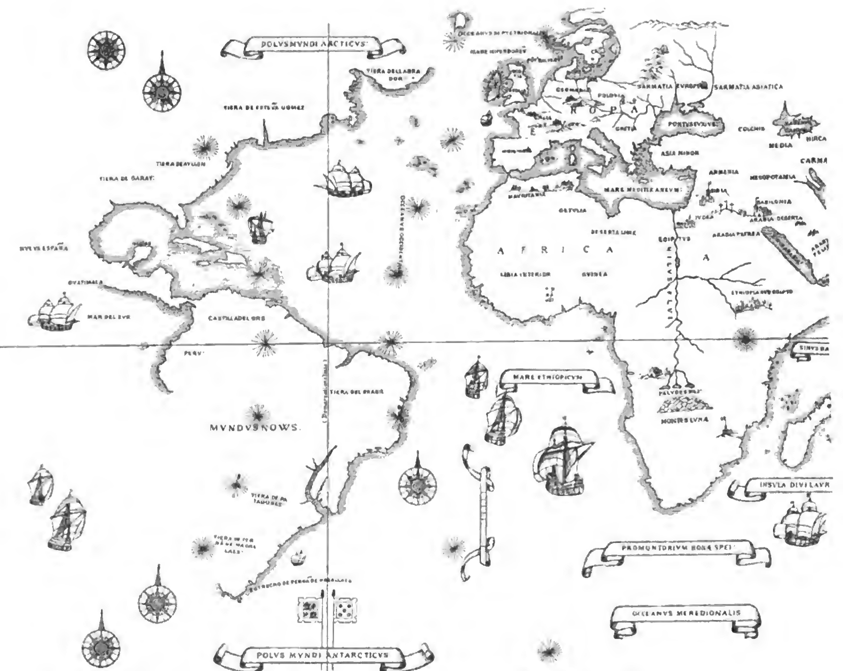


Fig. 3. Der Atlantische Ozean in der Karte von Diego Ribero 1529.

Ozeans, für die Kenntnis der europäischen Kulturwelt vor sich gegangen ist. Von 1434, als Gil Eannes Kap Bojador doublierte, bis 1486, als Bartolomeu Dias das *Cabo tormentoso* umsegelte, also innerhalb 52 Jahren, wird der afrikanische Ostrand unsres Ozeans durch die Portugiesen entdeckt. Von 1492, des Kolumbus erster Fahrt, bis 1534, da Cartier im St.-Lorenz-Golf endgültig durch seine Aufnahmen zeigte, daß innerhalb der dauernd bewohnbaren Seite Nordamerikas keine Meeresstraße nach Indien sich öffne, also im Laufe von 42 Jahren ist der amerikanische oder westliche Rand des Atlantischen Ozeans durch die vereinten Bemühungen der Spanier, Portugiesen, Engländer und Franzosen in seinen Grundzügen bekannt gemacht — und damit das Weltbild von Grund auf verändert. In welch hohem Grade dies der Fall ist, möge ein Vergleich der Toscanellischen Karte (oben S. 5) mit einer Karte zeigen, die Diego Ribero[12] 1529 gezeichnet hat und deren Original in der großherzoglichen Bibliothek zu Weimar verwahrt wird (Fig. 3). Wir beachten, daß auf Riberos Karte die Westküsten Nord- und Südamerikas noch fast ganz fehlen, daß das in der späteren Entdeckungsgeschichte auch des Südatlantischen Ozeans eine Rolle spielende große Südland nahe dem südlichen Polarkreis fehlt, sonst aber die Gestalt des Atlantischen Ozeans bereits überraschend gut zu Tage tritt.

Die Festlegung der wichtigsten Grenzlinien des Atlantischen Ozeans, soweit er bewohnbare Küsten bespült, war etwa um 1540 beendet und damit für diesen Ozean das Zeitalter der großen Entdeckungen abgeschlossen. Was noch, vorzugsweise im hohen Norden und Süden, später hinzugekommen ist, das darf schon der durch die Entdeckung Amerikas herbeigeführten Neuzeit zugerechnet werden.

§ 3. Zur Entdeckungsgeschichte der polaren Teile des Atlantischen Ozeans in der Neuzeit, seit 1540.

In den nordpolaren Gebieten[13] (Fig. 4).

Abgesehen von den neuzeitlichen, teils wissenschaftlichen, teils sportlichen Versuchen, den Nordpol zu erreichen, haben vorzugsweise zwei Probleme als die Triebfedern zur Entschleierung der nördlichsten Küsten des Atlantischen Ozeans gewirkt, nämlich die Frage nach einer sogenannten Nordwestpassage und die Frage nach einer Nordostpassage: in beiden Fällen hoffte man, entweder nördlich um Amerika oder nördlich um Asien, den Stillen Ozean erreichen und damit auch einen Weg nach China und Indien finden zu können. Manche Entdeckungsreisen auf der europäischen Seite entsprangen auch dem Wunsche, Pelzhandel oder Walfang zu treiben.

Nach den letzten, mit dem Jahre 1544 abschließenden Versuchen Jacques Cartiers im St.-Lorenz-Stromgebiet (S. 10) treten seit 1576 die Engländer in den Gewässern zwischen Grönland und dem nordamerikanischen Archipel äußerst energisch mit Entdeckungsexpeditionen auf; diese Gewässer samt der Hudson-Bai zuerst befahren und vermessen zu haben, ist so gut wie ausschließlich britisches Verdienst. 1576 wollte Martin Frobisher eine Nordwestpassage finden, er geriet in den nach ihm benannten Sund und mußte umkehren. 1585 umsegelte auf neuer, dem gleichen Ziele dienenden Expedition John Davis Kap Farewell, versuchte nördlicher als Frobisher nach Westen hin durchzudringen und entdeckte dabei den Cumberland-Sund; auch 1586 und 1587 unternahm er Reisen, auf denen er immer nördlicher ging und zum Entdecker der

Fig. 4.

Die wichtigsten Entdeckungsreisen im Atlantischen Nord-Polarmeer.

nach ihm bezeichneten Davis-Straße wurde. Henry Hudson, ein ungemein energischer Seefahrer, zog in den Jahren 1607 bis 1611 viermal nach dem hohen Norden, 1607 entdeckte er erhebliche Teile der Ostküste Grönlands, etwa zwischen 66° und 70° N-Br.; 1610 versuchte er, nachdem Frobishers und Davis' Versuche der Nordwestpassage im hohen Norden erfolglos gewesen waren, sein Heil etwas südlicher und ging daher südlich vom Frobisher-Sund westwärts und entdeckte dabei die breite Hudson-Straße und die einem weiten Meere gleichende Hudson-Bai. Da er 1611 in elender Weise umkam und 1631 der in der Hudson-Bai kreuzende Engländer Luke Fox (Tafel I) und andre Nachfolger mehr in den nördlichen Teilen der Bai sich hielten, hat es bis 1741 — also bis in die Zeit Friedrichs des Großen — gedauert, ehe die geographische Tatsache,

daß die Hudson-Bai ein geschlossenes Binnenmeer des Atlantischen Ozeans ist, durch Middleton vollkommen klargestellt wurde. Die letzten im 17. Jahrhundert unternommenen Versuche, nach Nordwesten durchzudringen, fallen dann in die Jahre 1614 bis 1616, wobei 1616 William Baffin die Fortsetzung der Davis-Straße, die große Baffin-Bai, entdeckt und bis 77,5° N-Br. gelangt. Hiermit waren die britischen Entdeckungsfahrten in dieser Gegend für genau 200 Jahre abgeschlossen, sie wurden erst 1818 von neuem aufgenommen. Wir können mit 1616 aber überhaupt abschließen, da durch Baffin die äußersten nordwestlichen Teile des Atlantischen Ozeans entdeckt waren, und erwähnen lediglich noch, daß die Umgrenzung und Ausdehnung Grönlands, eine auch für den Atlantischen Ozean immerhin bedeutsame Frage, zuerst theoretisch 1872 durch die Beobachtungen des deutschen Naturforschers E. Bessels auf der amerikanischen Polarexpedition „Polaris“ auf Grund von Gezeitenbeobachtungen im Robeson-Sund erschlossen wurde, neuerdings durch die Reisen des Amerikaners Peary 1900 vom Smith-Sund her und durch die Expedition des Dänen Mylius Erichsen von der Ostküste (Nordmeer) aus endgültig 1906—1908 sichergestellt worden ist.

Die südwestlichen und südöstlichen Küsten Grönlands entdeckten vorzugsweise die Dänen, sie zugleich im einzelnen erforschend. Daß im mittleren Teil der Ostküste Hudson als Entdecker aufgetreten ist, wurde schon erwähnt. Dazu kommen im 19. Jahrhundert die schottischen Walfischfänger Scoresby Vater und Sohn, die 1822, in einem ungewöhnlich günstigen Eisjahre, die Ostküste zwischen 69° und 72° N-Br. festlegten; 1823 ergänzten Sabine und Clavering diese Entdeckungen, und 1869 bis 1870 führte die deutsche Nordpolarexpedition unter Koldewey die Entdeckungen bis 77° N-Br. fort, 1905 der Herzog von Orleans bis 78° N-Br. und endlich 1906 bis 1908 Mylius Erichsen bis zur nordöstlichsten Ecke unter rund 82° N-Br. Das vulkanische Eiland Jan Mayen war schon 1607 von Hudson gesehen worden, ohne daß er es benannte; 1611 fand der Holländer Jan Mayen die Insel wieder, bei der Überwinterung auf der Insel gingen alle Beteiligten zugrunde.

Was sodann die Entdeckungsgeschichte der äußersten nordöstlichen Teile des Atlantischen Ozeans betrifft, so erinnern wir uns, daß das europäische Nordkap schon um 850 durch den Normannen Other erreicht worden war (S. 2); praktische Folgen hatte diese vereinzelte Fahrt nicht gehabt. Erst die um die Mitte des 16. Jahrhunderts im hohen Norden einsetzenden britischen Unternehmungen, die, soweit sie nach Nordwesten gerichtet waren, soeben geschildert wurden, leiteten die dauernde Entschleierung auch der nordöstlichsten atlantischen Küsten ein. Auf einer kaufmännischen Untersuchungsfahrt passierten 1553 die Engländer Willoughby und Chancellor das Nordkap, drangen in dem später so genannten Barents-Meer ostwärts vor und kamen bis zur Kolgujew-Insel; 1556 fand Burrough die Waigatsch-Insel und die Eingänge zur Kara-See, wobei allerdings bemerkt werden muß, daß diese Insel samt dem Weißen Meer den russischen Küstenschiffern schon wenigstens seit der Mitte des 15. Jahrhunderts bekannt war. Hiermit gaben die Engländer, die in den folgenden Jahrzehnten ihre Kräfte nach der nordwestlichen Passage hin ansetzten, die Versuche in Nordosten auf, zumal Willoughbys Leute während der Überwinterung sämtlich aufgerieben wurden; und die Holländer, deren Regierung einen hohen Preis auf die Entdeckung der Nordostpassage gesetzt hatte, erschienen in den Jahren 1594—1597. Die vergleichsweise größten Erfolge errang der hervorragende Seefahrer Willem Barendsz (Barents), welcher 1594 bis zur

Westküste Nowaja Semljas und in das Karische Meer vordrang, 1596 auf einer zweiten Expedition Spitzbergen entdeckte und dann im Karischen Meer auch die Ostküste Nowaja Semljas betrat, um dort 1597 seinen Tod zu finden. An dieser zweiten Nordostfahrt nahm auch sein Landsmann CORNELIUS RIJP auf einem anderen Schiffe teil; Rijp entdeckte dabei die so häufig in Nebel verhüllte kleine Bären-Insel im Jahre 1596. Die weitere Festlegung der Ausdehnung von Spitzbergen verdankt man HUDSON 1607, und im 19. Jahrhundert den beiden SCORESBY, die nicht weniger als 17 Reisen nach Spitzbergen gemacht haben, u. a. m. Die Entdeckung endlich von Kaiser-Franz-Joseph-Land erfolgte 1874 während der österreichischen Nordpolarexpedition auf dem Schiff „Tegethoff" unter WEYPRECHT.

Für die Entdeckungsgeschichte der höheren südatlantischen Breiten[14]

und des gesamten Südpolargebietes überhaupt spielt ein schon im 16. Jahrhundert auftretendes Phantasiebild der Kosmographen und Kartographen, die *Terra australis incognita*, der unbekannte Südpolarkontinent, bis weit in das 18. Jahrhundert hinein eine bedeutende, man muß sagen, verhängnisvolle Rolle. Nachdem die Neue Welt zwar neue Länder, aber doch nicht die von einer ausschweifenden Phantasie erträumten Gegenden voll unermeßlicher Reichtümer und ungeahnter Pracht gezeigt hatte, verlegten die Kartenzeichner diese phantastischen Gebiete in die weiten, unerforschten Teile des südlichen Atlantischen und Indischen Ozeans, und die Kosmographen unterstützten diese Darstellung durch die Theorie, daß, um das Gleichgewicht zwischen den Ländermassen der nördlichen und der südlichen Halbkugel herzustellen, die Existenz eines solchen Südkontinentes durchaus notwendig wäre. Schon 1515 vertrat der Nürnberger Geograph JOHANNES SCHÖNER auf seinem Globus diese Auffassung, und die aus dem Jahre 1570 stammende Weltkarte des ORTELIUS, die sich in dessen berühmtem *Theatrum orbis terrarum* befindet und oft wieder abgebildet wurde (Fig. 5), ist nur eine von zahllosen späteren Karten, die im Südatlantischen Ozean ein im Durchschnitt schon auf 50° S-Br. beginnendes und bis zum Pol reichendes Festland erkennen lassen. Die südlich von der Magellan-Straße gelegene Insel Feuerland hielt man für einen Teil dieses Kontinentes. Eine solche Annahme war, solange man Kap Horn nicht umschifft hatte, an sich möglich; es ist aber bezeichnend für die Zähigkeit der vorgefaßten Meinung und für die Lebensfähigkeit der falschen geographischen Theorie, daß jede weitere Entdeckung in dem 16., 17. und 18. Jahrhundert von vornherein nur im Sinne der Existenz des Südkontinentes ausgelegt wurde: fand man bei dem Vordringen Meer, so wurde eben die Nordküste des Südlandes notgedrungen weiter polwärts zurück verlegt; fand man ein Stück Land, so huldigte man ohne nähere Prüfung in den weitaus meisten Fällen der Überzeugung, ein Kap oder eine Insel eben dieses Südlandes erreicht zu haben. Darin liegt die verhängnisvolle Rolle, die diese Vorstellung in der Entdeckungsgeschichte gerade auch des südlichen Südatlantischen Ozeans gespielt hat; erst der größte aller Seefahrer, JAMES COOK, hat auf seiner zweiten Weltreise 1772—1775 endgültig mit diesen Phantastereien aufgeräumt und bewiesen, daß zum mindesten bis 60° und 65° S-Br. rund um die Erde eine wahre Südsee, ein ununterbrochenes Weltmeer sich dehnt. Wenn nun die Ergebnisse der modernen Südpolarforschung von Jahr zu Jahr immer schärfer einen großen und hohen antarktischen Kontinent jenseits von 65° und 70° S-Br. aus den eisigen Fluten des Südmeeres vor unsern Augen emporwachsen

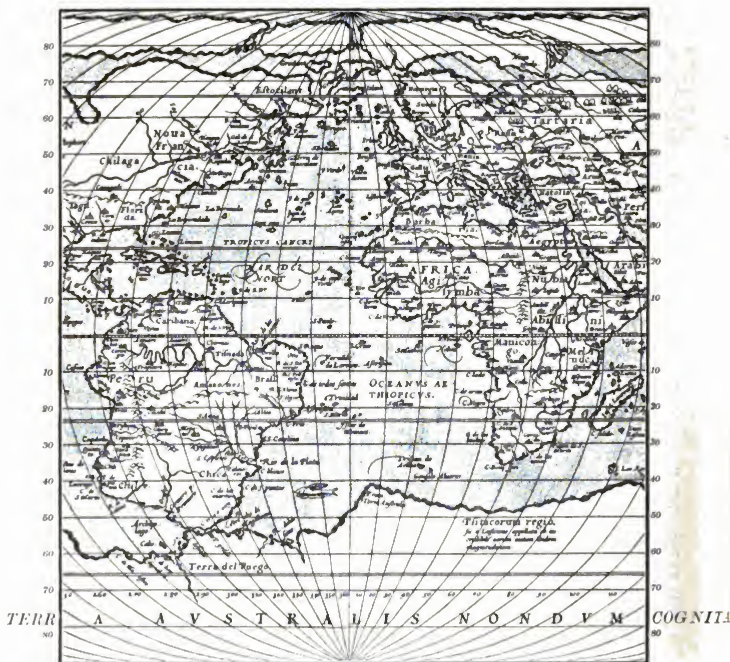


Fig. 5.

Der Atlantische Ozean in der Karte von Ortelius 1570.

lassen, so sehen wir darin ein merkwürdiges Wiederspiel von geographischer Theorie und Beobachtung.

Der Portugiese Magelhães (Magellan) hatte in spanischen Diensten 1520 die nach ihm benannte Meeresstraße durchfahren (S. 9); seine Expedition führte bekanntlich zur ersten Weltumseglung. Als zweiter Weltumsegler tritt der Engländer Francis Drake auf; er ist 1577 als erster an der wirklichen Südspitze Südamerikas, bei dem später so genannten Kap Horn, gewesen, indem er nach Passieren der Magellan-Straße durch widrige Nordweststürme südostwärts zurückgetrieben wurde. Klar und deutlich heißt es in dem Reisebericht: "At length the vessel found itself near the extremity of the country extending towards the South Pole, which extreme cape or most advanced point

Fig. 6.

Die wichtigsten Entdeckungsreisen im Atlantischen Süd-Polarmeer.

of all these islands (Tierra del Fuego) is situated near the 56th degree. Beyond this, towards the south, we found neither islands nor continents, but only the meeting of the Atlantic and the South Sea, in a vast and free space." Drake huldigte also offenbar der hauptsächlich auf dem europäischen Festland vertretenen Idee des Südpolarkontinents nicht, doch verhallten seine Worte wirkungslos, so wirkungslos, daß, als die Holländer Le Maire und van Schouten 1616 nach Entdeckung der Le-Maire-Straße zum ersten Male in der Richtung von Ost nach West die Südspitze Südamerikas umsegelten und das äußerste Land Kap Hoorn benannten, diese Bezeichnung sich ohne Widerspruch einbürgerte. Wir müssen aber Drake den Ruhm belassen, als erster die Grenzgewässer des Atlantischen und Stillen Ozeans befahren zu haben.

Auch an der Entdeckung der Falklandinseln sind Engländer und Holländer beteiligt (Fig. 6). Nachdem 1592 der Engländer Davis und der Holländer van Weert diese Inseln als erste gesichtet hatten, landete der Engländer R. Hawkins 1594 zuerst auf ihnen. Die Inselgruppe wurde von den Holländern Sebaldinen, von den Franzosen Les Malouines = Malvinen genannt; die letztere Bezeichnung finden wir noch heutigen Tages in einigen Atlanten. Erst seit 1690 begann der Name Falklandinseln sich allmählich einzubürgern. Ob 1599 der holländische Kapitän Dirk Gerritz, als er, ähnlich wie Drake, von dem westlichen Ausgang der Magellan-Straße sehr weit südwärts verschlagen wurde, tatsächlich bis 64° S-Br. unter rund 60° W-Lg. gekommen und so der erste Entdecker eines wirklichen Südpolarlandes geworden ist oder nicht — Fricker hält die Entdeckung für reell, Ruge betrachtet den Bericht als eine spätere Erfindung —, möge dahin gestellt bleiben; jedenfalls hat für lange Zeit seine Entdeckung, wenn sie wirklich erfolgt ist, keine Beachtung oder Nachfolger gefunden.

Es trat überhaupt mit dem Ende des 16. Jahrhunderts hier im atlantischen Südpolargebiet — wie übrigens auch anderwärts — eine lange Pause in der Entdeckertätigkeit ein; sie reicht bis 1738. In diese Pause hinein fällt nur eine Zufallsentdeckung, nämlich die Auffindung der Insel Südgeorgien im Jahre 1675 durch zwei aus Hamburg stammende Schiffe, die ein gewisser Antonio de la Roché befehligte; rückkehrend von der Südsee, trafen sie auf unfreiwillig lang eingehaltenem Ostkurs schließlich hohes, schneebedecktes Land, das die Westküste von Südgeorgien* gewesen sein muß. (Über die Möglichkeit, daß schon Vespucci 1501 die Insel gesehen, s. S. 9). — 1738 nun hatte die französische *Compagnie des Indes*, um die immer noch in den Köpfen spukende, gesegnete *Terra australis* zu suchen, zwei Schiffe ausgesandt, von denen das durch Lozier Bouvet kommandierte am 1. Januar 1739 Land sichtete und es Kap Circoncision nannte, „Kap", weil es als Kap des Südlandes betrachtet wurde. Es war die spätere Bouvetinsel, deren genaue Lage nach vergeblichem Suchen durch Cook und Roß erst von der deutschen „Valdivia"-Expedition 1898 unter Chun festgestellt wurde [15]. Ob die von dem Engländer Norris 1825 in der Nähe gesichtete Thompsoninsel wirklich existiert oder nur ein Eisberg zur Landmeldung Veranlassung gegeben hat, bleibt noch unentschieden.

In der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts beginnt dann der Trieb nach genauerer Kenntnis der Grenzen zwischen Festland und Ozean sich wieder mächtig zu regen. Bahnbrechend drangen die Engländer vor, unter denen Cook den Reigen eröffnete, Roß ihn in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts schloß. Dazwischen hinein fallen bedeutungsvolle Unternehmungen auch der Russen und Franzosen (Kartenskizze S. 17). Als die wichtigsten Entdeckungsreisen, die für die Frage nach der Land- und Wasserverteilung im südlichsten Südatlantischen Ozean besondere Ergebnisse zeitigten, können folgende gelten. Zunächst die große Fahrt von James Cook in den Jahren 1772—1775, auf der er von den deutschen Naturforschern Reinhold Forster und Sohn begleitet war; indem er in allen drei Ozeanen südlich von 50° S-Br., auf weiten Strecken südlich von 60° S-Br., stellenweise sogar südlich vom Polarkreis segelte, machte er endgültig dem Wahngebilde der *Terra australis* ein Ende. Im Südatlantischen Ozean besuchte er, von Westen kommend, im Januar 1775 Südgeorgien, entdeckte kurz danach die Inselkette der Süd-Sandwich-Gruppe und fuhr von etwa 60° S-Br. in 30° W-Lg. ab nach Nordost, um Bouvets Entdeckung zu prüfen, freilich vergeblich, dann schließlich

* Die Bezeichnung „Südgeorgien" stammt erst von J. Cook aus dem Jahre 1775.

nach Kapstadt, seinem Ausgangspunkt im Jahre 1772, zurück. Erst seit dieser Zeit glaubte man wirklich daran, daß im hohen Süden das Meer überwiege; erst jetzt auch gab man den Glauben an dauernd bewohnbare, schöne Länder im fernen Süden auf.

In dem Südatlantischen Ozean war Cook nur bis etwa 60° S-Br. vorgedrungen. Der russischen Expedition unter Bellingshausen wird 1820 der Nachweis verdankt, daß der Ozean sich mindestens bis 70° S-Br. von dem Greenwicher Meridian aus ostwärts bis 20° O-Lg. und weiter erstreckt. Noch weiter polwärts dehnte die Kenntnis der räumlichen Erstreckung des Atlantischen Meeres der treffliche James Weddell aus, ein englischer Robbenschlägerkapitän, der auf kühner Fahrt 1823 nach Durchbrechung des Packeises bis 74° S-Br. in 34° W-Lg. ungehindert gelangte, ohne Land zu finden. Die gleiche geographische Breite hat in neuester Zeit W. S. Bruce auf der „Scotia" — der wir noch unter den „Forschungsreisen" begegnen werden — 1904 erreicht; ihm war es obendrein vergönnt, bei einer etwas östlicheren Position, in etwa 22° W-Lg., ein neues Land, Coats Land, zu entdecken. Diese Landrichtung bildet bis heute das einzige, sicher bekannte Bindeglied zwischen Enderby-Land und dem Landstamm südlich von Kap Horn und ist daher von hervorragender Wichtigkeit für unsre Kenntnis von der Ausdehnung des Südpolarkontinents im modernen Sinne. Wir wissen jetzt, daß die Grenzen des Südatlantischen Ozeans, wenn wir das Eismeer hinzurechnen, westlich vom Greenwicher Meridian durchweg südlich von 70° S-Br. liegen.

Nicht soweit ist bis heute die Entschleierung des sogenannten Graham-Landes gediehen; seinen Küstenverlauf kennen wir an der östlichen, also atlantischen Seite einigermaßen nur bis zum Polarkreis. Nachdem im Jahre 1819 W. Smith die Süd-Shetland-Inseln zum zweiten Male entdeckt hatte — wenn Dirk Gerritz' Entdeckung 1599 zu Recht besteht —, und nachdem zwei Jahre später, im Jahre 1821, der Robbenschläger Powell die Süd-Orkneys entdeckt hatte, eine Inselgruppe, die im Hinblick auf ihren geologischen Aufbau vielleicht auch dem Landstamm südlich von Kap Horn zugezählt werden darf, haben sich im Laufe des 19. Jahrhunderts zahlreiche Seefahrer und Entdeckungsexpeditionen bemüht, hier Licht zu schaffen, mit verhältnismäßig nicht großem Erfolg. Die Eisverhältnisse sind hier offenbar stets sehr schwierig, weil das Packeis sich in dieser südwestlichsten Ecke der Weddell-See, von Osten her kommend, anstaut. Verdient gemacht haben sich um die Aufnahme einzelner, mehr oder weniger großer Strecken der schon genannte Bellingshausen 1821, der Franzose Dumont d'Urville 1838 — er hat das Louis-Philipp-Land gefunden —, der berühmte James Clarke Ross 1842 bis 1843, der deutsche Kapitän Dallmann 1873 bis 1874, der norwegische Kapitän Larsen 1893 und 1894, der in hamburgischen Diensten dabei stand, und endlich der schwedische Südpolarforscher O. Nordenskjöld 1902 bis 1904[16]. Jedenfalls bleibt in dem äußersten südlichen Zipfel des Südatlantischen Ozeans noch viel zu tun, bis die Entdeckertätigkeit daselbst als abgeschlossen gelten darf, und wir hoffen gerade in dieser Hinsicht auf Erfolge der von W. Filchner geleiteten deutschen antarktischen Expedition, die jetzt im eisigen Süden des Weddell-Meeres weilt.

Literaturnachweis zur Entdeckungsgeschichte der atlantischen Küsten und Inseln.

Im allgemeinen.

In Betracht kommen die zusammenfassenden Werke von O. Peschel, Geschichte der Erdkunde, 2. Aufl. von S. Ruge, München 1877, und S. Günther, Geschichte der Erdkunde, Leipzig und Wien 1901; ferner als ein Werk ersten Ranges, gleich genußreich sowohl für den Forscher wie für den interessierten Laien, S. Ruges Geschichte des Zeitalters der Entdeckungen, Berlin 1881 (ein Band von W. Onckens Allgem. Geschichte in Einzeldarstellungen). Lehrreich durch verschiedene kartographische Beigaben ist auch J. Murrays historical introduction zu „Summary of the scientific results of the voyage of H. M. S. „Challenger" (S. 1–106 B im Band I des Summary, London 1895), welche eine Entdeckungs- und zugleich Erforschungsgeschichte aller 3 Ozeane in knappen, scharfen Umrissen enthält; auf diese nicht überall zugängliche Darstellung sei besonders hingewiesen.

Für die Entdeckungsgeschichte der amerikanischen Seite des Atlantischen Ozeans steht eine ganze Reihe von Spezialuntersuchungen zur Verfügung, u. a. und in erster Linie K. Kretschmer, Die Entdeckung Amerikas in ihrer Bedeutung für die Geschichte des Weltbildes, mit Atlas, Berlin 1892, sowie S. Ruge, Die Entdeckungsgeschichte der neuen Welt in „Hamburgische Festschrift zur Erinnerung an die Entdeckung Amerikas", Band I, Hamburg 1892; S. Ruge, Die Entwicklung der Kartographie von Amerika bis 1570 in Peterm. Geograph. Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 106, Gotha 1892, u. a. m.

Für die Entwicklung der Kartographie des Atlantischen Ozeans kommen außer Kretschmers Atlas noch die 2 grundlegenden Werke von A. E. Nordenskjöld, Facsimile-Atlas, Stockholm 1889 (englische Ausgabe durch Markham), und Periplus, An essay on the early history of charts and sailing directions, Stockholm 1897 (englische Ausgabe durch Bather) in Betracht.

Im einzelnen.

[1] Kretschmer, a. a. O. S. 174. — [2] Ruge, Zeitalter der Entdeckungen, S. 18. — [3] Eine Kopie derselben an bequem erreichbarer Stelle bei Ruge, ebenda, S. 78. — [4] Ruge, a. a. O. S. 81 ff. — [5] Ebenda, S. 92. — [6] Ebenda, S. 225 ff., bei Kretschmer S. 228 ff. — [7] Der Toscanelli-Brief ist wiedergegeben bei Ruge, a. a. O. S. 228. — [8] H. Wagner, Die Rekonstruktion der Toscanelli-Karte in Nachr. der Kgl. Ges. der Wiss. zu Göttingen, Phil. hist. Kl. 1894, Göttingen 1895, S. 208–312, mit Tafel. — [9] N. Y. Oldham, The discovery of the Cape Verde Islands in F. von Richthofen-Festschrift, Berlin 1893, S. 181 ff. — [10] Vgl. u. a. Ruge, Columbus, Dresden 1892, ein kleines Büchlein, und daneben das große dreibändige amerikanische Werk von J. B. Thacher, Columbus, New York 1903/04. — [11] Kohl, Ältere Geschichte der atlantischen Strömungen, in Zeitschrift für allgem. Erdkunde, Neue Folge, XI. Band, Berlin 1861, Tafel IV. — [12] Zu Riberos Karte vgl. Ruge, Zeitalter der Entd., S. 438. — [13] Für die nordpolaren Seereisen, die allein in Frage kommen, vergleiche man, abgesehen von den entsprechenden Abschnitten in den genannten zusammenfassenden Werken, u. a. aus neuester Zeit A. W. Greely, Handbook for polar discoveries, 3. Aufl., Boston 1906, und die kleine, nützliche Schrift von K. Hassert, Die Polarforschung, 2. Aufl., Leipzig 1908. Das Hydrographische Amt in Washington hat im Jahre 1896 unter Nr. 1531 eine Karte veröffentlicht, die die Reisewege der nordpolaren Expeditionen (searching parties) angibt. — [14] Für die südpolaren Reisen im Atlantischen Ozean vergleiche man an erster Stelle Fricker, Antarktis, Berlin 1898. Seekarten großen Maßstabes mit den genau eingetragenen Wegen der Entdecker gab das britische Hydrographische Amt unter dem Titel Antarctic ocean und unter den Nummern 3170–3176 und 3206 heraus, London 1901; den Südatlantischen Ozean betreffen die Nummern 3175 und 3176 und 3170. Man vergleiche auch Stielers Handatlas, Südpolarkarte. — [15] W. Sachse, Die Wiederauffindung der Bouvet-Insel, in Zeitschr. der Ges. für Erdkunde, Berlin 1899, XXXIV. Band, Heft 2; auch im Wissenschaftl. Werk der deutschen Tiefsee-Expedition, Band X, Jena 1904. — [16] O. Nordenskjöld, Antarctic, 2 Bände, Berlin 1904.

B. Erforschungsgeschichte des Atlantischen Ozeans.

(Tafel II und III.)

In ähnlicher Weise, wie man die Entdeckungsgeschichte und die Erforschungsgeschichte eines Kontinentes trennen kann, ist auch die Entdeckungsgeschichte des Atlantischen Ozeans nicht identisch mit der Geschichte seiner Erforschung. Die schrittweise vor sich gegangene Entschleierung seiner Küsten und Inseln, der Gegenstand der bisherigen Darstellung, umschließt seine Entdeckung. Die Erforschung des Atlantischen Ozeans besteht in der geographischen, mit der Zeit in systematische Bahnen gebrachten Zusammenstellung der gesamten physischen Erfahrungstatsachen aus dem Bereich dieses Weltmeeres sowie in der wissenschaftlichen Erörterung der aus diesen Tatsachen sich ergebenden Probleme. Diese Arbeiten sind teils unmittelbar auf die Praxis, d. i. die Schiffahrt innerhalb des Atlantischen Ozeans zugeschnitten, teils erscheinen sie in rein theoretisch-wissenschaftlichem Gewande, und — eine weitere Zweiteilung des Stoffes — zum Teil beschränken sie sich auf die Behandlung der Oberflächenerscheinungen des Ozeans, zum Teil auf die Tiefsee.

§ 4. Entwicklung der Kenntnisse von den Oberflächenerscheinungen des Atlantischen Ozeans.

Fast von Anfang an, d. h. mit der um 1440 einsetzenden Entdeckung der atlantischen Umrandungen in den großen Umrissen, hat sich auch die Kartenzeichnung des Gegenstandes bemächtigt, und zwar lassen sich zwei Arten von Karten des Ozeans unterscheiden, erstens die von seemännischen Bearbeitern stammenden eigentlichen Seekarten, die sich streng an das Gesehene halten und nur das Gesehene zur Darstellung bringen, so im Detail und so exakt, wie die jeweiligen Grundlagen es erlaubten; zweitens die von meist binnenländischen Geographen stammenden Karten, in denen auf Grund bestimmter theoretischer Anschauungen und unter Aufwand kombinatorischer Geistestätigkeit ein abgerundetes Bild des ganzes Atlantischen Ozeans oder doch größerer Teile desselben zu geben beabsichtigt wurde. Diese ihrer Natur nach grundverschiedenen Karten sind daher auch dem Maßstabe nach vollkommen verschieden; als Beispiel einer seemännischen Karte mag die S. 7 in Faksimile wiedergegebene Karte La Cosas von Westindien aus dem Jahre 1500 genannt sein, als Beispiel aus der zweiten Gruppe die von Ortelius vom Jahre 1570 (S. 16). Ein entsprechender Dualismus geht auch durch die dem Atlantischen Ozean sich widmenden Schriften. Naturgemäß fanden in den ersten 100 bis 150 Jahren nach der Entdeckung des Atlantischen Ozeans die aus der Schiffahrt auf dem neuen Weltmeer sich ergebenden praktischen Aufgaben und Bedürfnisse eine bevorzugte, ja fast alleinige Berücksichtigung; erst in der Mitte des 17. Jahrhunderts begann die rein spekulative Bearbeitung der Geographie des Atlantischen Ozeans und der Weltmeere überhaupt. Von da an sind die beiden Kenntnisgebiete — das seemännische und das geographische — nebeneinander hergegangen, bis endlich in der Mitte des 19. Jahrhunderts durch M. F. Maury ihre innerliche Vereinigung in bewußter Absicht und in anerkannter Form zustande gebracht wurde. Hierzu einige Einzelheiten.

Im 15. und 16. Jahrhundert sind nennenswerte Beiträge zu den seemännischen Kenntnissen von den Oberflächenerscheinungen des Atlantischen Ozeans in viel höherem Grade als von den Portugiesen auf ihren Südfahrten, von den Spaniern auf ihren Westfahrten erbracht worden. KOLUMBUS — in diesem Zusammenhang als Spanier genommen — mag kein großer Mann gewesen sein; er hat aber, abgesehen von seiner hartnäckig aufrecht erhaltenen „westindischen" Idee, die Erscheinungen des Atlantischen Meeres mit verständigem Blick beobachtet, gedeutet und beschrieben. Er hat die Passat- und Westwindregionen des Nordatlantischen Ozeans erkannt, durch die ganz richtige, tiefe Versenkung eines Lotbleis am 19. September 1492 in rund 27° N-Br. und 40° W-Lg. mitten auf dem Ozean den Nordäquatorialstrom ermittelt und diesen Zug der Gewässer nach Westen in dem gesamten westindischen Archipel geschildert; er hat die räumliche Änderung der Mißweisungsgröße der Magnetnadel beobachtet, er hat die nach der europäischen Seite des Ozeans kommenden Treibprodukte, das Golfkraut u. a. m. richtig gedeutet. Als ein geistig hochstehender Mann darf zweifellos auch der spanische Pilot ALAMINOS (S. 9) gelten; er hat das atlantische Schiffahrtsystem der Spanier reformiert, indem er die Zirkulation der Gewässer aus dem Golf von Mexiko durch die Floridastraße heraus nach Norden erkannte und dem Kreislauf der Winde und Strömungen angepaßte Segelschiffswege im Nordatlantischen Meere zur Durchführung brachte. Den Labradorstrom beschreibt schon CABOT (S. 10); RIBAULT (1562), HUMPHREY GILBERT (1570), MARTIN FROBISHER (1576) sind spätere besonders verdienstvolle Seeleute mit weitem Blick, denen wir die maritim-meteorologische Schilderung bestimmter Seewege verdanken; zahlreiche kurzsichtige Schiffsführer hielten ihre Erfahrungen geheim. Um so verdienstlicher war demgegenüber die Tätigkeit R. HAKLUYTS[1], der in zwei großen Sammelwerken (London 1582 und 1592—1600) die zu jener Zeit vorhandenen Reiseberichte und Schiffstagebücher herausgab. Zu einer ordentlichen Verarbeitung dieses Materiales in dem Sinne der späteren „Segelanweisungen" oder *Directories* gelangte man aber noch nicht, es blieb bei der Bekanntmachung der Erfahrungen einzelner tüchtiger Seeleute. So veröffentlichte 1595 der holländische Seefahrer VAN LINSCHOTEN das Werk „Itinerario, Voyagie naar Oost ofte Portugaels Indien"; es ist die erste größere gedruckte Segelanweisung überhaupt und im besonderen für die Reisen nach Hinterindien berechnet, beschreibt eingehend auch die Wind- und Wetterverhältnisse der in Betracht kommenden Teile des Atlantischen Ozeans und hat mindestens 100 Jahre lang zur Richtschnur gedient. Der alte Linschoten, der für den Weg nach Ostindien noch die ursprüngliche, portugiesische Route durch den Mozambique-Kanal empfiehlt, wird 1712 durch seinen Landsmann PIMENTEL abgelöst, der in der „Arte de Navegar" wesentliche Fortschritte der Navigation, besonders im Indischen Ozean, aber auch für das Gebiet des Atlantischen Ozeans herbeiführt. Eine systematische Bearbeitung sämtlicher nautischer Berichte aus dem Atlantischen Ozean zur Festlegung aller praktisch wichtigen atlantischen Schiffswege, eine detaillierte Beschreibung der Oberflächenerscheinungen im Atlantischen Ozean behufs unmittelbarer Verwendung in der Praxis kam aber selbst im 18. Jahrhundert nicht zustande.

Mit 1650 begann auch die wissenschaftlich-geographische Behandlung der physischen Verhältnisse des Atlantischen Ozeans. Der Deutsche BERNHARD VARENIUS bespricht in den Kapiteln XII, XIII und XIV seiner 1650 ausgegebenen „geographia generalis"[2] z. B. die Namensbezeichnungen, die Temperatur- und Salzgehaltsverhältnisse, und besonders ausführlich die verschiedenen Wasser-

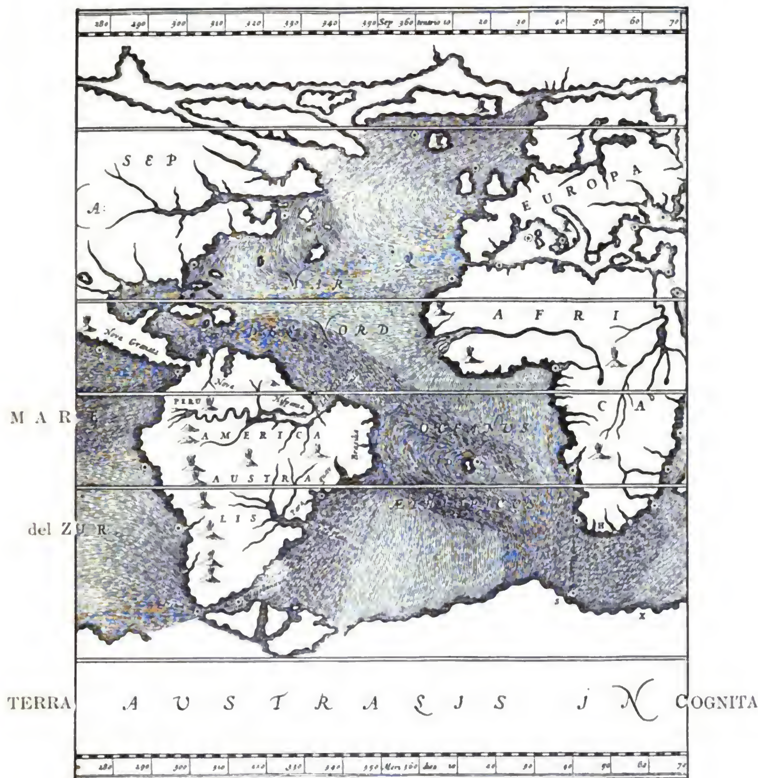


Fig. 7.

Athanasius Kircher, älteste Karte der Meeresströmungen des Atlantischen Ozeans vom Jahre 1678.

bewegungen des Ozeans und entwickelt dabei Anschauungen, wie u. a. das Prinzip der Kompensation, die in der neuzeitlichen Ozeanographie als Gesetze Aufnahme gefunden haben. Der ebenso treffliche Isaac Vossius beschreibt 1663 in seiner kleinen Schrift „de motu marium et ventorum liber“ auf das klarste die 2 Kreisläufe von Wind und Strom im Atlantischen Ozean, den nordhemisphärischen im Sinne der Uhrzeigerbewegung, den südhemisphärischen entgegen der Uhrzeigerbewegung, und führt aus, daß ein etwa bei Finisterre ohne Segel und Mannschaft dem Ozean übergebenes Schiff sehr wohl auf dem Wege über die Kapverden nach der nordbrasilianischen Küste, von da zum Golf von Mexiko und von hier wieder zurück zum Ausgangspunkt treiben könne, eine Vorstellung, um derenwillen Vossius von Zeitgenossen verspottet wurde, deren Richtigkeit aber die neueren systematischen Versuche mit Flaschenposten in mehreren Fällen direkt bestätigt haben, ganz abgesehen von der theoretischen, nach der Sachlage ohne weiteres zuzugebenden Möglichkeit.

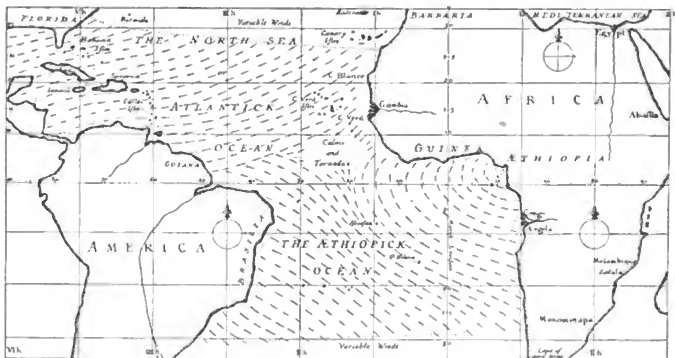


Fig. 8.

E. Halley, älteste Karte der Winde des Atlantischen Ozeans vom Jahre 1688.

Wieder 15 Jahre später, 1678, zeichnet der gelehrte Jesuit Athanasius Kircher in seinem „mundus subterraneus“[3] die erste Stromkarte; eine Kopie der von ihm innerhalb des Atlantischen Ozeans dargestellten und zugleich besprochenen Wasserbewegungen gibt unsre Fig. 7. Kircher fußt in diesen Darlegungen offenbar auf Vossius' Buch. Varenius, Vossius und Kircher haben in Holland gearbeitet. Die erste Karte der atlantischen Windsysteme wird dem englischen Physiker E. Halley verdankt, der sie zu London 1688 herausgab[4]; die beiden Passate, der zur Guineaküste abbiegende afrikanische SW-Monsun, der äquatoriale Kalmengürtel, das Übertreten des SO-Passates auf die nördliche Halbkugel sind klar erkennbar. Bei dem großen historischen Interesse, das dieser Karte anhaftet, möge auch von ihr eine faksimilierte Zeichnung, Fig. 8, Platz finden; das Original reicht auch nur von 33° N-Br.

bis 33° S-Br. Von demselben Halley stammt sodann die erste Isogonen- oder Mißweisungskarte 1695 bzw. 1701, die Hellmann neuerdings wieder herausgegeben hat. Alle diese Arbeiten legen Zeugnis ab für die schnellen Fortschritte, die die Kenntnisse von den Oberflächenerscheinungen des Atlantischen Ozeans damals machten, und es darf in diesem Zusammenhang auch der methodisch wichtigen Arbeiten des Franzosen Philipp Buache gedacht werden, der, von einem niederländischen Vorläufer abgesehen, als erster durch Linien gleicher Tiefen (Isobathen) 1737 ein geographisch anschauliches Bild des Englischen Kanals entwarf[5].

Gleichbeachtet von der Schiffahrt und von der wissenschaftlichen Meereskunde wurden dann in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts Benjamin Franklins thermometrische Studien im Golfstromgebiet; in J. G. Kohls fesselnder „Geschichte der atlantischen Strömungen“[6] ist das von Franklin handelnde Kapitel lehrreich für die



Fig. 9.

Benjamin Franklin, Karte des Golfstromes vom Jahre 1770.

Kenntnis der Eifersüchteleien und der Geheimniskrämerei zwischen englischen und amerikanischen Seefahrern, lehrreich auch für die merkwürdigen Zufälle, von denen die Entwicklung eines Wissensgebietes oft abhängt. Die auf Befehl des amerikanischen Generalpostmeisters 1770 gedruckte, aber erst nach Beendigung des amerikanischen Unabhängigkeitskrieges gegen England herausgegebene Franklinsche Karte des Golfstromes zeigt Fig. 9; in der Ecke rechts unten unterhält sich Franklin mit Neptun. Aber die von Franklin ausgehenden Beschreibungen, so sehr sie mit der Zeit von Seiten der zwischen Europa und New York fahrenden Postschiffe Beachtung fanden und zur Beschleunigung der transatlantischen Reisen beitrugen, blieben doch auf eine bestimmte Örtlichkeit und auf ein bestimmtes Phänomen beschränkt. Unbefriedigt war noch immer das Bedürfnis nach einer umfassenden physikalischen Geographie

des Atlantischen Ozeans und nach einer vollendeten Organisation des maritim-meteorologischen und ozeanographischen Beobachtungsdienstes auf See. Volle 70 Jahre gingen noch ins Land, bis endlich in dem Landsmanne Franklins, dem amerikanischen Seeoffizier M. F. Maury*, Chef des Marine-Observatoriums zu Washington, die geeignete Persönlichkeit erstand.

Maury wurde nicht bloß für die Vereinigten Staaten, sondern auch für Europa der Begründer der neuzeitlichen Meeresforschung — soweit die ausübende Seeschiffahrt ihrer bedarf. Die praktische Verwertung der Forschungsergebnisse im Interesse der Verkürzung und Sicherung der Schiffswege war und blieb Maurys vornehmstes Ziel; dabei war er weitsichtig genug, um auch durch Anregung zu rein wissenschaftlichen Beobachtungen das geistige Niveau der Seeleute direkt und indirekt zu heben. So begann Maury, nachdem er selbst jahrelang zur See gefahren war, nach einem großen Plane Beobachtungen zu sammeln und sammeln zu lassen über die Richtung und Stärke der Winde auf See, der Strömungen, über Verbreitung der Windstillen, der Stürme, des Eises, des Nebels usw. 1853 fand auf sein Betreiben in Brüssel eine internationale Konferenz statt, auf der seitens der wichtigsten seefahrenden Staaten ein gemeinsames Vorgehen bei der Beschaffung dieser ozeanischen Beobachtungen nach bestimmtem Schema im Prinzip beschlossen wurde. In den Jahren 1849 bis 1860 gab Maury allmählich den berühmten nautischen Atlas von etwa 80 Tafeln heraus mit dem Titel „Wind and current charts", zu dem die in mehreren Auflagen erschienenen Textbände „Explanations and sailing directions to accompany the wind and current charts" gehören. Seine dritte, große schriftstellerische Leistung ist das in viele Kultursprachen übersetzte Buch „The physical geography of the sea", zuerst 1855 erschienen. „We are about to open in the volume of Nature a new chapter, under the head of Marine Meteorology", schreibt mit Recht der für seine Arbeit begeisterte und begeisternde Autor im letzten Kapitel dieses Buches, und in der Tat, Maurys Tätigkeit hatte umwälzende Wirkungen. Was wir heute von den für die Schiffahrt irgendwie wichtigen physikalischen Verhältnissen des Atlantischen Ozeans wissen, das beruht der Idee und der Arbeitsmethode nach im wesentlichen noch heute auf Maury.

In Europa schufen England, Holland und Deutschland, letzteres in der Deutschen Seewarte zu Hamburg, eigene Anstalten, um Maurys Prinzipien weiterzuentwickeln und der ausübenden Seeschiffahrt durch detaillierte Darstellung der Oberflächenerscheinungen der Meere in Wort und Bild die Reisewege zu kürzen und zu sichern. Dabei kommt es besonders auf die Behandlung der jahreszeitlichen oder monatlichen Veränderungen der natürlichen Faktoren an. In dem von der Deutschen Seewarte herausgegebenen „Atlas und Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean"[7] sind zwar immer die Bedürfnisse der Praxis in den Vordergrund gerückt, aber diese zwei neuzeitlichen großen deutschen Werke bilden gleichwohl auch in geographischer Beziehung eine unentbehrliche Grundlage für die Kenntnis dieses Weltmeeres, sie stellen gewissermaßen das jetzige Endglied oder den augenblicklichen Schlußstein in der Entwicklung unsrer maritim-meteorologischen Kenntnisse vom Atlantischen Ozean dar. In England nehmen die großen, nichtamtlichen Directories (z. B. Findlay, North Atlantic, 15. Aufl., London 1895, South Atlantic, 9. Aufl., London 1883) eine ähnliche Stellung ein.

* Geboren 14. Januar 1806 in Virginia.

§ 5. Geschichte der Tiefseeforschungen im Bereiche des Atlantischen Ozeans*.

(Tafel II.)

Bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts, also bis zu den Zeiten MAURYS (S. 26), sind, obwohl man schon mancherlei über die natürlichen Verhältnisse der atlantischen Tiefsee wußte, geregelte Arbeitsmethoden der Tiefseeforschung und sicher funktionierende Tiefseeapparate nicht vorhanden gewesen. Der schon erwähnte PH. BUACHE (S. 25) hatte zwar um 1737 in einer Karte die Tiefenverhältnisse zwischen Afrika und Amerika besprochen, aber auf durchaus phantastische Weise, ohne richtige Grundlagen zu haben, unterseeische Gebirge angenommen, die gar nicht existieren. Das Loten mit den schweren Hanfleinen, die wie ein Wimpel vom Wind von den Strömungen im Bogen fortgetragen wurden, führte immer wieder zu falschen Meßergebnissen; meistens konnte man den Moment der Erreichung des Meeresgrundes überhaupt nicht angeben. Nicht wenige Lotungen selbst eines so genialen Geophysikers wie des J. CLARKE ROSS aus den Jahren 1839 bis 1843 sind falsch. Kapitän Denham von H. Br. M. S. „Herald" wollte 1852 in 36° 49′ S-Br. und 37° 6′ W-Lg. eine Tiefe von 14180 m (!) gemessen haben, wo nach den neueren Ablotungen in Wirklichkeit nur etwa 5000 m Tiefe vorhanden ist. MAURY wies auf die Notwendigkeit hin, zur Kontrolle und behufs Feststellung der Grundberührung die Auslaufszeiten für je 100 Faden oder 200 m jeweils zu notieren; die an Bord des amerikanischen Vermessungsschiffes „Dolphin" 1851 im Nordatlantischen Ozean angestellten Tiefenmessungen (Tafel III und S. 37) sind, weil Maury zusammen mit dem Kommandanten LEE in diesem Sinne die Arbeiten leitete, im allgemeinen zuverlässig. Eine wesentliche weitere Vervollkommnung und Erleichterung der Lotungen führte dann BROOKE, ein Kamerad Maurys, 1854 herbei, indem er das über einen hohlen Eisenstab gestreifte schwere Gewicht beim Erreichen des Meeresgrundes selbsttätig zum Abfallen brachte. Schon 1854 konnte Maury die erste, auf immerhin leidlich zahlreichen Messungen beruhende Tiefenkarte des Nordatlantischen Ozeans herausgeben[9]. Nicht nur interessant, sondern auch lehrreich dürfte es sein, diese vor nahezu 60 Jahren veröffentlichte und um ihrer historischen Bedeutung willen in Fig. 10 (S. 28) abgebildete Karte zu vergleichen mit Tafel V*, die den neuesten Standpunkt unsrer Kenntnisse vertritt. Man beachte dabei, daß die Maurysche Karte im Gegensatz zu der jetzt nahezu allgemein befolgten Methode die Flächen um so heller hält, je größer die Tiefen sind.

Die ersten Versuche, die Wärmeverhältnisse des Ozeans kennen zu lernen, wurden ebenfalls im Atlantischen Meere angestellt, und zwar 1773 von Dr. IRVINE in hohen nördlichen Breiten, dann 1780 von SAUSSURE im Mittelmeer, unter Anwendung träger Thermometer. Die 1782 von SIX erfundenen Maximum-Minimum-Thermometer halfen dann zunächst weiter; ihrer bediente sich 1803 KRUSENSTERN, 1818 Sir JOHN ROSS in der Baffinsbai, 1842 und 1843 Sir J. CLARKE ROSS im Südatlantischen Ozean; aber da die Instrumente gegen den hohen Druck sehr tiefer Wasserschichten ungeschützt waren, blieben die Ablesungen unzuverlässig. Dies wurde erst 1857 besser, als Kapt. PULLEN auf seinen nordatlantischen Lotungsreisen mit „Cyclops" die ersten geschützten Tiefseethermometer benutzen konnte. —

* In der Tasche am Ende des Buches.

Über die Tierwelt des Ozeans hatte jahrhundertelang die Meinung bestanden, daß die großen Tiefen jeglichen tierischen Lebens bar seien. Wenn auch die überraschenden Dredgeversuche des älteren Ross in der Baffinsbai 1818 aus Tiefen von mehr als 2000 m lebende Organismen heraufgebracht hatten, so blieb man sich doch über die ganze Tragweite dieser Entdeckung noch für Jahrzehnte unklar; erst die bedeutsamen physiologisch-zoologischen Arbeiten Dr. WALLICHS[10] an Bord des britischen Regierungsschiffes „Bulldog", der 1860 zwischen Fär Öer, Island, Grönland und Nordamerika lotete (Tafel III und S. 37), führten recht eigentlich die moderne Tiefseeforschung herbei.

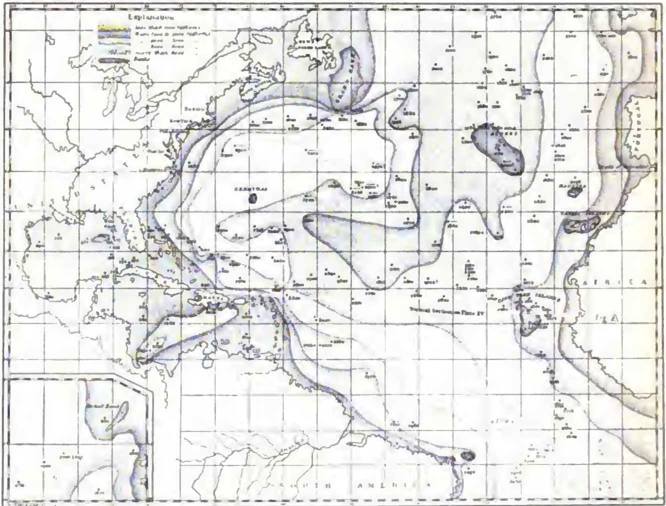


Fig. 10.

Älteste Tiefenkarte des Nordatlantischen Ozeans von M. F. MAURY; 1854.

Diese Tiefseeforschung berücksichtigt in gleicher Weise die physikalisch-chemischen Zustände und Bewegungsformen, wie auch die biologischen Verhältnisse, also die Pflanzen- und Tierwelt des Ozeans, ihre regionale Verbreitung und ihre Lebensbedingungen, und zwar erfolgen die Studien zunächst in rein wissenschaftlichem Interesse, ohne unmittelbare Beziehung auf etwaige praktische Verwertung. Während bis rund 1860 die Tiefseearbeiten in der Hauptsache sich noch auf die für transatlantische Kabellegungen notwendigen Lotungen beschränkt hatten, beginnt mit 1860 das wissenschaftliche Zeitalter der atlantischen Tiefseeforschung. In

Amerika waren ihre Träger der ältere L. Agassiz und Graf Pourtalès, die von 1867 bis 1870 von der Küste Floridas nordwärts überall in der Tiefe dredgten und sammelten; in Großbritannien waren es nächst dem schon erwähnten Wallich Wyville Thomson und W. B. Carpenter, die durch die Expedition auf „Lightning" 1868 südlich von den Fär Öer, 1869/70 auf „Porcupine" westlich von Irland und von da bis in das Mittelmeer (Messina) die Grundlagen für die Aufgaben der späteren, die Welt umsegelnden „Challenger"-Expedition schufen. In Deutschland begann 1870, vom Krieg unterbrochen, die Erforschung der heimischen Gewässer durch Männer wie K. Moebius, V. Hensen, H. A. Meyer in Kiel, Jacobsen in Rostock, und 1871 wurde die Ostsee, 1872 die Nordsee vom Avisoraddampfer „Pommerania" durchkreuzt und damit die ersten größeren deutschen „Tiefseeexpeditionen", freilich im Gebiete der Flachsee, durchgeführt[1].

Die in den letzten 40 Jahren schnell und machtvoll vor sich gegangene Entwicklung der atlantischen Tiefseeforschung in allen Stadien weiter zu verfolgen, kann hier nicht in Frage kommen. Immerhin müssen in ähnlicher Weise, wie bei der geographischen Schilderung eines Kontinentes die wichtigsten in dem betreffenden Erdteil ausgeführten Forschungsreisen genannt werden, wenigstens die bedeutsamsten Tiefseeexpeditionen, soweit sie im Atlantischen Ozean gearbeitet haben, ihren Zielen, ihrem Verlaufe und ihrer Bedeutung nach ganz kurz skizziert werden; haben doch diese wissenschaftlichen Reisen zur See das Material zu dem, was in verschiedenen Kapiteln das vorliegende Buch darbietet, fast allein oder zu überwiegendem Teile geliefert. Ein solcher Überblick wird auch erkennen lassen einerseits, wo unsre ozeanographischen Kenntnisse vom Atlantischen Ozean schon einigermaßen befriedigen, anderseits, wo in der Zukunft mehr oder weniger große Lücken auszufüllen bleiben.

Forschungsreisen im offenen Atlantischen Ozean (Tafel II).

Voran steht noch immer als eine bis zum heutigen Tag unübertroffene Leistung die Tiefseeexpedition des britischen Kriegsschiffes „Challenger", das von 1872 bis 1876 unterwegs, in den Jahren 1872 und 1873 auf der Ausreise, 1876 auf der Heimreise den Atlantischen Ozean durchforscht hat. An der Hand unsrer Tafel II dem Wege des Schiffes folgend, sehen wir es um Weihnachten 1872 den Englischen Kanal verlassen, über Lissabon — Gibraltar wird Madeira Anfang Februar 1873 erreicht, von Tenerife aus vor dem Passat nach St. Thomas in Westindien gesegelt. Auf nördlichem Kurs geht es nach den Bermudas, auf westlichem Bogen nach Halifax und von da zurück nach den Bermudas und schließlich ostwärts über den ganzen Nordatlantischen Ozean zurück nach Madeira, wo im Juli 1873 zum zweiten Male geankert wird. Waren hiernach schon große Teile des nördlichen Atlantischen Ozeans auf Kreuz- und Querfahrten durchforscht, so folgte nun, nach Passieren der Kapverden, die erste Reise durch den Südatlantischen Ozean; bei dem einsamen St.-Paul-Felsen und Fernando Noronha vorbei wird Bahia erreicht, von da auf dem üblichen Segelschiffswege nach Kapstadt gegangen und weiter ostwärts nach den indisch-australischen Gewässern. Zu Beginn des Jahres 1876 nimmt der „Challenger", als er von seiner Weltreise aus dem Stillen Ozean heimkehrte, noch einmal die Tiefseearbeiten im Südatlantischen Ozean auf; am 20. Januar tritt er aus dem Ostausgang der Magellan-Straße heraus, fährt unter Berührung der Falkland-Inseln nach Montevideo, von da ostwärts auf etwa 37°—38° S-Br. und dann genau in der Mitte des Südatlantischen Ozeans

unter rund 14° W-Lg. nordwärts, via Ascension und St. Vincent im Mai 1876 die Heimat erreichend. Die Resultate dieser Expedition, deren wissenschaftliche Leitung Wyville Thomson hatte, waren bahnbrechend; durch die Herausgabe der Ergebnisse in 50 großen Bänden[12] hat sich Sir John Murray ein unsterbliches Verdienst erworben.

Als „Challenger" in Montevideo im Februar 1876 weilte, kam daselbst eine zweite, ebenfalls auf der Rückfahrt befindliche Tiefseeexpedition an, die der deutschen Korvette „Gazelle", deren seemännische und wissenschaftliche Leitung in der Person des damaligen Kapt. z. S. von Schleinitz vereinigt war, wie auch sonst alle ozeanographischen Arbeiten von dem Offizierkorps des Schiffes ausgeführt wurden. Die „Gazelle"-Expedition, hauptsächlich von Georg Neumayer ins Leben gerufen, hatte Kiel am 21. Juni 1874 verlassen, war über Madeira nach Monrovia an der Sierra-Leone-Küste, von da nach Ascension, zur Kongo-Mündung und endlich in westwärts geschwungenem Bogen nach Kapstadt gesegelt, das bereits Ende September 1874 erreicht wurde; die Forschung hatte somit während der Ausreise vorzugsweise der östlichen Seite des Atlantischen Ozeans auf Nord- und auf Süd-Breite gegolten. Im Jahre 1876 vom Pazifischen Meere zurückkehrend, konnten sich die Führer des „Challenger" und der „Gazelle" in Montevideo über die weiterhin einzuhaltenden Wege besprechen; unsre Tafel II läßt deutlich erkennen, daß nach einem wohlerwogenen Plane die „Gazelle" während der Rückreise vom La Plata den westlichen Teil des Südatlantischen Ozeans mitten zwischen dem Kurse des ausgehenden und heimkehrenden „Challenger", und zwar unter 26° W-Lg. nordwärts steuernd, befahren und dann auf dem im Nordatlantischen Ozean üblichen Seglerweg den Englischen Kanal im April 1876 erreicht hat. Bedeutsam geworden, vorzugsweise für die Kenntnisse von den physikalischen Verhältnissen des Atlantischen Ozeans — die biologische Meeresforschung hatte nur beschränkte Pflege gefunden —, stellt die Expedition S. M. S. „Gazelle" neben der 30 Jahre später vor sich gehenden Forschungsreise S. M. S. „Planet" das wichtigste Unternehmen der Kaiserlich Deutschen Marine auf diesem Gebiet dar[13].

Die Mitte der siebziger Jahre des 19. Jahrhunderts hatte durch die Fahrten des „Challenger" und der „Gazelle" einen außerordentlichen Fortschritt der atlantischen Tiefseeforschung heraufgeführt, und die Fülle des gesammelten Materials beschäftigte in Europa für eine Reihe von Jahren die meisten der an der wissenschaftlichen Meereskunde interessierten Persönlichkeiten; man mußte erst die Ergebnisse im ganzen und einzelnen überschauen, ehe neue große Unternehmungen geplant werden konnten. In Amerika dagegen sind gerade die Jahre nach 1876 die fruchtbarsten geworden für die Erkundung der amerikanischen Hälfte des Nordatlantischen Ozeans, einschließlich der westindischen Gewässer; die Namen von L. Agassiz und A. Agassiz, von A. D. Bache, Bartlett, Sigsbee, Pillsbury u. a. m. sind mit den teils von der U. S. Coast and Geodetic Survey, teils vom Hydrographic Office, teils von der U. S. Fish Commission unternommenen, auch von gelehrten Körperschaften und Anstalten der Vereinigten Staaten unterstützten Fahrten der Dampfer „Blake"[14] und „Albatross"[15] dauernd verknüpft. Die Tiefseeuntersuchungen der 2 genannten Forschungsschiffe haben sich von Neufundland südwärts im Bereiche des Golfstromes bis zu den Bahama-Inseln und in den Golf von Mexiko einerseits, in das Karibische Meer bis zu den Kleinen Antillen und Trinidad anderseits erstreckt und die Jahre 1877 bis 1886 umfaßt. Alles, was wir von dem wundervoll modellierten, unterseeischen Relief dieser Gewässer, was wir von den thermischen Verhältnissen und Bewegungen des Florida-

stromes, von der westindischen Meeresflora und -fauna wissen, das verdanken wir nahezu ausschließlich dieser amerikanischen Forschungsepoche. Im Dezember 1887 verließ der „Albatross“ sein bisheriges atlantisches Arbeitsgebiet und begab sich, um Kap Roque dampfend, zur Magellan-Straße und nach dem Stillen Ozean, wo er seit 1888 in alljährlichen, bald großen, bald auf kleinere Gebiete beschränkten Expeditionen arbeitet.

Inzwischen hatte man auch in Europa die Tiefseeforschungen über dem offenen Atlantischen Ozean wieder aufgenommen. In die Jahre 1880 bis 1883 fallen die von A. Milne Edwards geleiteten, rein biologischen Studienreisen des „Travailleur“ und des „Talisman“[16], deren Schauplatz die Biskaya, die Gewässer westlich von Portugal und Marokko und südlich bis zu den Kapverdeschen Inseln bilden. Im September und Oktober 1883 arbeitete ein ebenfalls französisches Schiff, die „Romanche“[17], lotend und Tiefentemperaturen messend im Südatlantischen Ozean, als es von Feuerland aus zurückkehrte; der Kurs dieses Schiffes (Tafel II) fällt zwischen die vom „Challenger“ und der „Gazelle“ auf der Heimreise befolgten Wege, ist ihnen vom südlichen Wendekreis ab parallel und schneidet unter 18° W-Lg. den Äquator: 11 Seemeilen südlich davon fand das Schiff eine Tiefe von 7370 m und damit die tiefste Einsenkung des südatlantischen Meeres, die wir kennen. — Vorwiegend der physikalisch-chemischen Seite der Meeresforschung zugute kamen ferner die Fahrten des englischen Kabellegers „Buccaneer“[18] vom Jahre 1886 und des russischen Kriegsschiffes „Vitiaz“[19] vom Jahre 1887. Die Arbeiten des „Buccaneer“ haben durch die Teilnahme des von der „Challenger“-Expedition her erprobten J. Y. Buchanan den Charakter einer Tiefseeexpedition gewonnen; sie erstreckten sich an der westafrikanischen Küste entlang bis zur Kongomündung, von da westwärts nach Ascension und wieder nordwärts, und haben u. a. auch Aufschluß über mehrere höchst eigenartige untermeerische Bodenformen (alte Flußtäler) gebracht. An Bord des „Vitiaz“ aber kommandierte der als Ozeanograph seinerzeit hochgeschätzte S. O. Makaroff; von der die Jahre 1886—1889 umfassenden Weltreise kommen die Ausreise via Canaren—Kapverden—Rio zur Magellan-Straße und die Rückreise durch das Mittelmeer in Betracht.

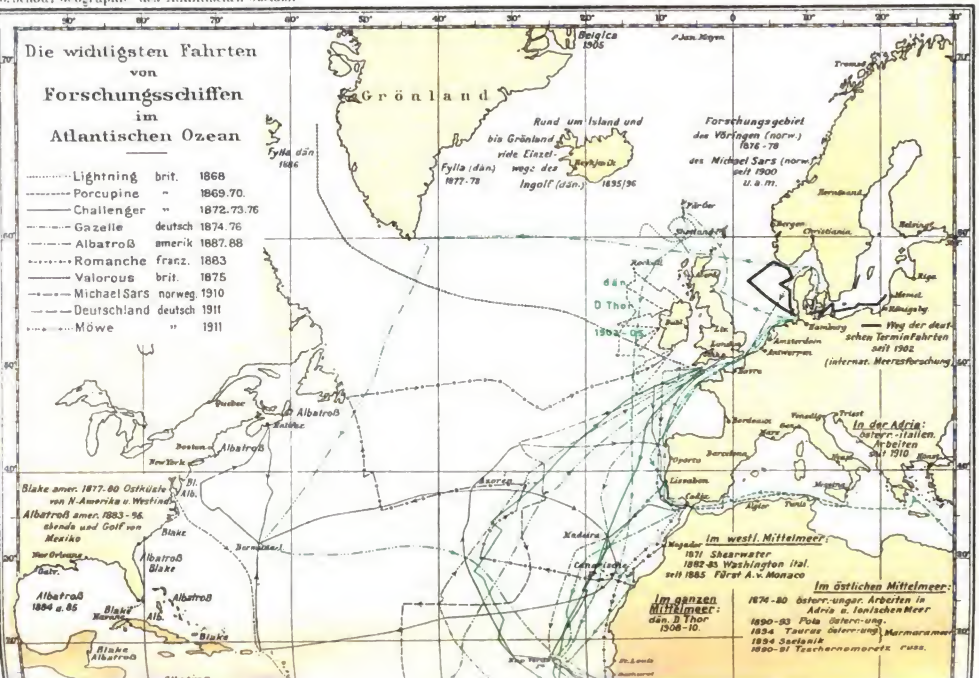
Im Sommer 1889 befährt den Nordatlantischen Ozean ein deutsches Unternehmen, dessen nahezu einzige Aufgabe in der Lösung einer allerdings hochwichtigen Frage bestand, der Frage nach der „Urnahrung“ des Meeres; es ist die von Victor Hensen geleitete sogenannte Plankton-Expedition[20] auf dem Kieler Dampfer „National“. Hensen, der die kleinen und kleinsten tierischen und pflanzlichen Lebewesen, die willenlos in den obersten, bis zu 200 und 400 m tiefen Schichten des Ozeans treiben, mit dem gemeinsamen Namen „Plankton“ umfaßt und diese meist mikroskopischen Organismen mit feinsten Gazenetzen zu erbeuten gelehrt hat, untersuchte die quantitative, örtliche und zeitliche Verteilung sowie die qualitative Zusammensetzung des Planktons zuerst in den heimischen Gewässern, bis er 1889 auch auf den offenen Ozean hinausgehen konnte. Vom Pentland Firth aus geht der Kurs bis in die Nähe von Kap Farewell, von da über die Neufundlandbank nach den Bermudas, dann durch die zentralen Teile der Sargassosee via Kapverden nach Ascension; wieder westwärts nach Pará und von da heimwärts über die Azoren zum Kanal (Tafel II).

Und nach neun Jahren leitet das Deutsche Reich unter der Fürsorge des Reichsamtes des Innern eine neue Epoche deutscher Unternehmungen zur See ein; wir meinen damit zuerst die von C. Chun geleitete deutsche Tiefseeexpedition[21] auf dem Dampfer „Valdivia“, und zweitens die deutsche Südpolarexpedition E. von Dry-

GALSKIS auf dem Dampfschoner „Gauß“, die beide für die Erforschung der atlantischen Tiefsee Bedeutendes geleistet haben, wenn auch der Schwerpunkt der Tätigkeit der „Valdivia“ im Indischen Ozean lag und die eigentlichen Arbeitsziele des „Gauß“ allein im hohen Süden zu suchen waren. Die „Valdivia“-Reise fällt in die Jahre 1898 bis 1899, die „Gauß“-Reise in die Jahre 1901 bis 1903; die ganze sechsjährige Epoche 1898 bis 1903 bedeutete für Deutschlands naturwissenschaftliche Kreise einen Höhepunkt der Entwicklung der Tiefseeforschung. Auf der Valdiviafahrt standen biologische Probleme im Vordergrund, doch fanden auch die Bedürfnisse der physischen Geographie des Atlantischen Ozeans weitgehende Berücksichtigung. Die Lotungen der „Valdivia“ auf der Fahrtstrecke von Kapstadt nach der Bouvet-Insel und von da ostwärts sind noch heute besonders wertvoll und neben den Lotungen der „Scotia“ (S. 33) die einzigen zuverlässigen Tiefenmessungen in den höheren Breiten des östlichen Südatlantischen Ozeans.

Was die Reisewege im einzelnen anlangt, so ging „Valdivia“ am 1. August 1898 von Hamburg nach den Får Öer, von da westlich von Irland via Canarische und Kapverdesche Inseln zum Äquator unter rund 9° W-Lg., in die Bucht von Kamerun, zur Kongo-Mündung und Großen Fisch-Bucht und in einem ähnlich wie bei der „Gazelle“ westlich ausholenden Bogen nach Kapstadt, von Kapstadt am 11. November 1898 auf SSW-Kurs bis zur Packeisgrenze, wobei die Bouvet-Insel, die nach ihrer Entdeckung (S. 18) weder Cook noch Roß wiederzufinden gelungen war, am 25. November neu entdeckt und ihrer Position nach genau bestimmt wurde. Das Südpolarschiff „Gauß“ anderseits passierte ausgehend Kap Lizard am 20. August 1901, erreichte, unter Anlaufen der Kapverden und nachdem der Äquator in 18° W-Lg. über der „Romanche“-Tiefe geschnitten war, nach 100tägiger Reise ab Kiel am 23. November 1901 Kapstadt. Rückkehrend durchfuhr „Gauß“ von Simonstown, das am 2. August 1903 verlassen worden war, unter annähernder Einhaltung des üblichen Segelschiffsweges via St. Helena den Südatlantischen Ozean und schnitt die Linie wiederum in 18° W-Lg., wiederum ozeanographisch über der interessanten „Romanche“-Tiefe arbeitend; der Englische Kanal wurde am 20. November 1903 erreicht.

Der in den Anfang des 20. Jahrhunderts fallenden Epoche der Südpolarforschung verdanken wir noch drei andre Untersuchungsfahrten im Bereiche des Südatlantischen Ozeans, erstens die Reise der „Belgica“[22], Kapt. DE GERLACHE, im Jahre 1898 von Staaten-Insel nach der Westseite von Graham-Land, eine Reise, die für unsre Kenntnis von den physikalischen Verhältnissen der Grenzgewässer zwischen Atlantischem und Stillem Ozean Bedeutung erlangte, zweitens eine Kreuzfahrt des „Antarctic“[23], des Fahrzeuges der schwedischen Südpolarexpedition, Kapt. LARSEN, im Jahre 1902/03 zwischen den Falkland-Inseln und Süd-Georgien, und endlich drittens — eine wirkliche Großtat zur See — die zweimaligen Fahrten der schottischen Südpolarexpedition mit der „Scotia“[24], unter der wissenschaftlichen Leitung von W. S. BRUCE in den Jahren 1902—1904 zu den südlichsten Teilen des Südatlantischen Ozeans, zur Weddell-See. Seit Weddells Fahrt (S. 19) sind diese am weitesten dem Südpol genäherten Gewässer des Atlantischen Meeres nicht mit solchem äußeren Erfolg befahren worden wie von Bruce — wir meinen damit das Vordringen bis über 74° S-Br. und die Entdeckung von Coats Land; mindestens ebenso wichtig erscheint jedoch, daß Bruce lotend, messend, fischend, beobachtend dies Weddell-Meer auch ozeanographisch erforscht hat, und so darf der schottischen Südpolarexpedition ein Ehrenplatz unter den für die Erforschung



Die wichtigsten Fahrten von Forschungsschiffen im Atlantischen Ozean
Lightning brit. 1868
Porcupine " 1869.70.
Challenger " 1872.73.76
Gazelle deutsch 1874.76
Albatroß amerik 1887.88
Romanche franz. 1883
Valorous brit. 1875
Michael Sars norweg. 1910
Deutschland deutsch 1911
Möwe " 1911
Grönland
Belgica 1905
Jan Mayen
Fylla dän. 1886
Fylla (dän.) 1877-78
Rund um Island und bis Grönland viele Einzelwege des Ingolf (dän.) 1895/96
Reykjavik
Forschungsgebiet des Vöringen (norw.) 1876-78
des Michael Sars (norw.) seit 1900 u.a.m.
dän. D Thor 1903-05
Weg der deutschen TerminFahrten seit 1902 (internat. Meeresforschung)
In der Adria: österr.-italien. Arbeiten seit 1910
Im westl. Mittelmeer:
1871 Shearwater
1882-83 Washington ital.
seit 1885 Fürst A. v. Monaco
Im ganzen Mittelmeer: dän. D Thor 1908-10.
Im östlichen Mittelmeer:
1874-80 österr.-ungar. Arbeiten in Adria u. Ionischen Meer
1890-93 Pola österr.-ung.
1894 Taurus österr.-ung. Marmarameer
1894 Selanik
1890-91 Tschernomoretz russ.
Blake amer. 1877-80 Ostküste von N-Amerika u. Westind.
Albatroß amer. 1883-96 ebenda und Golf von Mexiko
Albatroß 1884 u. 85
Albatroß
Blake
Azoren
Madeira
Canarische
Bermuda
New York
Boston
Halifax
Quebec
New Orleans
Havana
Hamburg
Amsterdam
Antwerpen
Havre
London
Bergen
Christiania
Tromsø
Riga
Memel
Königsberg
Triest
Venedig
Bordeaux
Oporto
Lissabon
Cadiz
Algier
Tunis
Messina
Neapel
Mogador
Barcelona
Färöer
Shetland I.
Rockall
Dubl.
St. Louis

Expedition		
Buccaneer	brit.	1886
Vitiaz	russ.	1886.89
National	deutsch	1889
Valdivia	"	1898.99
Gauß	"	1901.03
Belgica	belg.	1898
Antarctic	schwed.	1902.03
Scotia	brit.	1903.04
Planet	deutsch	1906

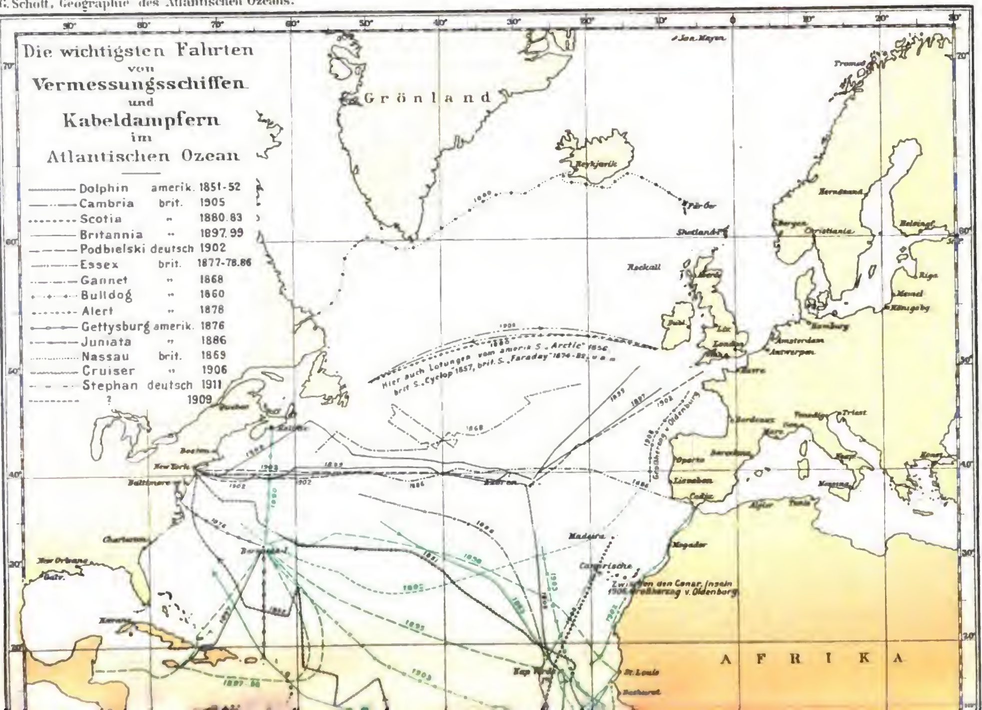
SÜD-AMERIKA

La Guayra
Cayenne
Para
St. Paul
Fern. Noronha
Pernambuco
Bahia
Trinidad
Martin Vaz
Rio de Janeiro
Iquique
Valparaiso
R. Grande d. S.
Buenos Aires
Montev.
Bahia Blanca
Valdivia
Arenas
Falkland-I.
S. Georgien
Sandwich-Gruppe
S. Shetland-I.
S. Orkney-I.
Freetown
Monrovia
Lagos
Duala
Gabun
Banana
Ascension
St. Helena
Benguella
Swakopmund
Kapstadt
Tr. da Cunha
Gough-I.
Bouvet I.
nach dem Weddellmeer 1911/12

Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.

Äquatorial-Maßstab 1:70.000.000

Verlag von C. Boysen in Hamburg.


Die wichtigsten Fahrten
von
Vermessungsschiffen
und
Kabeldampfern
im
Atlantischen Ozean
Dolphin amerik. 1851-52
Cambria brit. 1905
Scotia " 1880.83
Britannia " 1897.99
Podbielski deutsch 1902
Essex brit. 1877-78.86
Gannet " 1868
Bulldog " 1860
Alert " 1878
Gettysburg amerik. 1876
Juniata " 1886
Nassau brit. 1869
Cruiser " 1906
Stephan deutsch 1911
? 1909
Grönland
AFRIKA
Hier auch Lotungen vom amerik. S. „Arctic" 1856
brit. S. „Cyclop" 1857, brit. S. „Faraday" 1874-82 u. a. m.
Zwischen den Canar. Inseln 1906 Großherzog v. Oldenburg
Großherzog v. Oldenburg
Jan Mayen
Reykjavik
Färöer
Shetland-I.
Rockall
Tromsö
Bergen
Christiania
Hernösand
Helsingf.
Riga
Memel
Königsbg.
Hamburg
Amsterdam
Antwerpen
London
Havre
Bordeaux
Triest
Oporto
Barcelona
Lissabon
Cadix
Algier
Tunis
Madeira
Mogador
Canarische I.
St. Louis
Bathurst
Kap Verde
New York
Boston
Baltimore
Charleston
New Orleans
Galv.
Havana
Quebec
Halifax
Bermuda I.

Enterprise	amerik.	1883.86
Seine	brit.	1889
Amber	"	1888
Silvertown	"	1891-92
Waterwitch	"	1894
John Pender, Anglia	"	1898
Dolphin	amerik.	1889
Rambler	brit.	1895. 97-98
Goldfinch	"	1902. 03
Norseman	"	1899-1900
Westmeath	"	1890

SÜD-AMERIKA

Äquatorial-Maßstab 1:70.000.000

Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.

Verlag von C. Boysen in Hamburg.

des Atlantischen Ozeans wichtigen Expeditionen angewiesen werden. Was die Tiefseeforschung südlich von 50° S-Br. zwischen 50° und 0° W-Lg. heute kennt, verdankt sie der „Scotia"*. Die „Scotia" hat zwei Reisen unternommen (Fig. 6, S. 17); auf der ersten wurde Port Stanley, Falkland-Inseln, am 26. Januar 1903 verlassen, zu den Süd-Orkneys und Süd-Sandwich-Inseln, von da in SSO-Richtung bis 71° S-Br. in rund 17° W-Lg. vorgedrungen, am 22. Februar ward umgekehrt und auf Laurie-Island, Süd-Orkneys, vom März bis September 1903 Winterquartier bezogen. Nach einer Zwischenfahrt nach Buenos Aires verließ das Schiff die Falkland-Inseln am 9. Februar 1904 zum zweiten Male und drang nach abermaliger Berührung der Laurie-Insel bis über 74° S-Br. vor, nahm endlich, nachdem es in den Tagen des 7. bis 13. März mit knapper Not einer Besetzung durch das Eis vor Coats Land entgangen war, Nordkurs auf, der in 40tägiger Fahrt bis Gough-Insel unter 40° S-Br. durchgehalten wurde, von wo die Expedition Anfang Mai Kapstadt erreichte.

Zwei Jahre später befuhr dann S. M. S. „Planet", also wieder eine deutsche Expedition[25], den Nord- und Südatlantischen Ozean, im Jahre 1906. Kommandant und zugleich Leiter der wissenschaftlichen Arbeiten war Kapitänleutnant W. Lebahn. Ähnlich wie auf S. M. S. „Gazelle" wurden Tiefseefischereien nicht betrieben, dafür die physikalisch-chemischen Arbeiten mit besonderem Eifer gepflegt, und es darf u. a. die Festlegung des Verlaufes des Walfischrückens in der östlichen Hälfte des Südatlantischen Ozeans, die Lösung einer hochwichtigen Frage der Morphologie dieser Gegenden (§ 21), für immer als ein großes Verdienst dieser Expedition gelten. Programmatisch bedeutsam wurde die „Planet"-Reise dadurch, daß zum ersten Male die aerologischen Forschungen, d. h. die Untersuchung der höheren Luftschichten mittels Drachen, Registrier- und Pilot-Ballons, auf dem Weltmeere in Nord- und Südbreite unter die Aufgaben aufgenommen und regelmäßig durchgeführt wurden. „Planet" hat Kiel am 21. Januar 1906 verlassen, ist via Lissabon und die Kap Verden nach Freetown, von da um Kap Palmas nach St. Helena gegangen. Von St. Helena aus wurde dann unter glücklicher Ergänzung der früheren Arbeiten der „Gazelle", der „Valdivia" und des „Gauß" und unter geschicktem Schneiden der Reisewege dieser Expeditionen nach Kapstadt gedampft, wo die Ankunft am 4. April erfolgte. (Tafel II.)

Sehr wichtig versprechen auch die Tiefseearbeiten auf S. M. S. „Möwe", Korvettenkapitän Wodarz, an der gesamten westafrikanischen Küste, von Gibraltar bis Lüderitzbucht, zu werden, indem dies Fahrzeug während seiner Ausreise im Jahre 1911 umfangreiche, doch nur erst teilweise verarbeitete ozeanographische Untersuchungen anstellte. Im Hinblick auf die Expeditionen von fünf großen deutschen Unternehmungen — „Gazelle", „Valdivia", „Gauß", „Planet", „Möwe" — darf die östliche Hälfte des Südatlantischen Ozeans wohl als die „deutsche Hälfte" bezeichnet werden, d. h. als ein vorzugsweise von deutscher Wissenschaft erschlossenes Meeresgebiet. Dazu kommen endlich die von der deutschen antarktischen Expedition auf Filchners Expeditionsschiff „Deutschland" ebenfalls im Jahre 1911 ausgeführten Forschungen, die der selbständigen Tätigkeit Dr. Brenneckes zu verdanken sind und die gleichmäßig sowohl den Nordatlantischen als auch den Südatlantischen Ozean berücksichtigten; in letzterem (Tafel II) führte der Reiseweg durch die westliche, brasilianisch-argentinische Hälfte des atlantischen Tales. —

* Von Filchners Südpolarexpedition auf der „Deutschland" dürfen wir in Bälde für das Weddell-Meer weitere Aufklärung erwarten.

Überblickt man die im Bereiche des offenen Atlantischen Ozeans im Laufe der letzten 40 Jahre tätig gewesenen Expeditionen in ihrer Gesamtheit und nach der geographischen Lage ihre Reisewege, die uns Tafel II überschauen läßt, so muß wohl auffallen, daß in manchen Gegenden die Wege sich stark zusammendrängen, in anderen dagegen fast vollkommen fehlen. Neben weiten, unerforschten Gebieten im südlichen Südatlantischen Ozean hat auch der ganze westliche Teil des offenen Nordatlantischen Ozeans als vergleichsweise wenig erforscht zu gelten, wenn man die westindischen und Golfstromgegenden ausnimmt. Gerade da, wo die transatlantische Schiffahrt ihre größte Verkehrsdichte auf den Weltmeeren aufweist, längs der Dampferwege Englischer Kanal — New York, sind moderne systematische Tiefseeforschungen unter Berücksichtigung aller in Frage kommenden Wissenszweige nur einmal angestellt worden, im Frühjahr und Sommer 1910 auf der vorzüglichen Expedition des norwegischen Fischereidampfers „Michael Sars", unter der wissenschaftlichen Leitung von Sir John Murray-Edinburgh und Dr. Johan Hjort-Bergen. Wenn auch die Ergebnisse dieser Reise im einzelnen noch nicht vorliegen, so kann doch ein Zweifel darüber nicht bestehen, daß diese Fahrt, die von der Biskaya nach der Gibraltarstraße, von da über die Canaren und Azoren nach Neufundland und mit dem Golfstrom zurück nach dem Englischen Kanal ging, in methodischer Hinsicht und nach ihren Resultaten einen sehr großen Fortschritt bedeutet.

Immerhin bleibt auch nach dieser Expedition noch eine Aufgabe besonderer Art zu lösen, nämlich die in bestimmten Perioden sich wiederholende, fortgesetzte Kontrolle der physikalisch-chemischen Wasserbeschaffenheit und der Bewegungsvorgänge des Nordatlantischen Ozeans in Verbindung mit der Feststellung der biologischen Faktoren auf der befahrensten aller Routen, Lizard — Sandy Hook. Dieser transatlantische Schiffahrtsweg, der zum größten Teil in den Golfstrom und in seine Ausläufer fällt, aber auch den Labradorstrom anschneidet, erscheint für die Weiterentwicklung der atlantischen Tiefseeforschung außerordentlich geeignet; nur erst, wenn dieser Forderung entsprochen sein wird, wird es gelingen, die periodischen und unperiodischen Zustandsänderungen auch unsrer heimischen Meere in ihren letzten Ursachen zu verstehen und alle ozeanographischen sowie die überaus bedeutsamen Fischereifragen dieser Gewässer an der Wurzel zu fassen.

Forschungsreisen in den Nebenmeeren des Atlantischen Ozeans.

Bausteine zu unsrer Kenntnis von den Tiefseeverhältnissen des westlichen Mittelmeeres hat schon 1869 das britische Schiff „Porcupine", 1871 der „Shearwater" beigebracht, 1881—1883 das italienische Kriegsschiff „Washington", Kapitän Maghnaghi, 1889 das unter Makaroff heimkehrende russische Kriegsschiff „Vitiaz". Besondere Beachtung verdient aber, daß seit 1885 erst auf der „Hirondelle", dann auf der „Prinzeß Alice" der Fürst Albert von Monaco nahezu alljährlich mehr oder weniger ausgedehnte Forschungsfahrten in diesem Teile des Mittelmeeres unternommen hat[26]. Für das östliche Mittelmeer, einschließlich der Adria und des Ägäischen Meeres, genügt der Hinweis auf die vorzugsweise von Österreich aus durchgeführten, erstmalig 1874—1880 in der Adria und dem Ionischen Meer, sodann von 1890—1893 mit S. M. S. „Pola" bis zu den Dardanellen, bis Cypern und Port Said ausgedehnten Forschungsreisen. Die Marine-Sektion des Reichs-Kriegsministeriums und die Akademie der Wissenschaften zu Wien hatten sich zu gemeinsamer Arbeit

vereinigt[27]. Der Chemiker Natterer hat auch das Marmara-Meer 1894 an Bord des „Taurus"[28] untersucht; auf demselben Meere war im gleichen Jahr der Russe Spindler tätig. Unter Spindlers Leitung hatte man schon früher, in den Jahren 1890 und 1891, vom russischen Kanonenboot „Tschernomoretz" in dem Schwarzen Meere die ersten Tiefseeforschungen ausgeführt[29].

Es könnte dem Fernerstehenden wohl scheinen, daß damit alle Mittelmeer-Gewässer endgültig ihrer Geheimnisse entkleidet seien; aber das mit dem Beginn des 20. Jahrhunderts ungemein verfeinerte instrumentelle Rüstzeug der Ozeanforscher hat neuerdings gerade im Mittelmeer überraschend neue, z. T. rätselhafte Verhältnisse aufgedeckt, zumal im Gefolge der zwei von A. Schmidt geleiteten Expeditionen des dänischen Forschungsschiffes „Thor" 1908 bis 1910, die von Gibraltar bis Konstantinopel reichten. Und sodann gilt es heutzutage — wir kommen gleich für unsre Nordsee auf diesen Gesichtspunkt zurück —, die jahreszeitlichen Änderungen regelmäßig zu überwachen; daher verdient die von den Österreichern und Italienern 1911 gemeinsam begonnene neuzeitliche Erforschung der Adria, die nach je einem Vierteljahr neu befahren wird, besondere Beachtung.

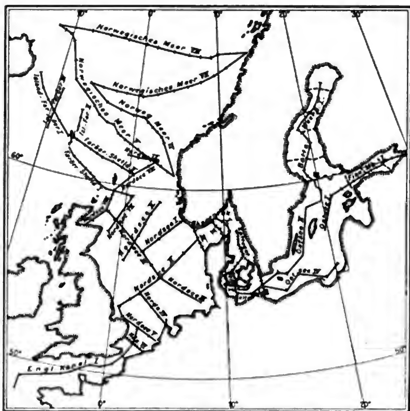


Fig. 11.
Internationale Erforschung der nordeuropäischen Meere: die Kurslinien der Terminfahrten.

Die Forschungsreisen endlich in den nordeuropäischen und westeuropäischen Gewässern haben im Laufe von 40 Jahren und bei der großen Zahl der beteiligten Nationen eine bereits kaum mehr übersehbare Fülle von Tatsachen erschlossen. Diesen Teilen des Atlantischen Ozeans gebührte daher und wegen ihrer unmittelbaren Wichtigkeit für unsere Heimat wohl eine gesonderte Beschreibung. Wir können nur erwähnen, daß die Meeresgegenden um Südgrönland, um Island und bis zu den Fär Öer hin bevorzugte Forschungsgebiete der dänischen Nation darstellen (Kreuzer „Fylla" 1877—1878, 1886; Kreuzer „Ingolf", mit M. Knudsen an Bord[30], 1895—1896), dem Gebiet aber zwischen Fär Öer und Shetland-Inseln, das in dem Thomson-Rücken (§ 28) sein vornehmstes Merkmal besitzt, die britische Nation im wesentlichen sich gewidmet hat, z. B. mit den Expeditionsschiffen „Lightning" 1868, „Knight Errant" 1880, „Triton" 1882, „Jackal" 1887, 1893—1894, „Research" 1896, mit Forschern wie Sir J. Murray, H. N. Dickson, H. R. Mill u. a.

Zu den bestbekannten atlantischen Gewässern gehört zweifellos das Europäische

Nordmeer, das zwischen Grönland und Norwegen sich dehnt. Ein Teil des offenen Ozeans, zugleich aber auch Vorhof des nordpolaren Eismeerbeckens, hat es von jeher die Norweger gelockt. Nachdem die ozeanographischen Grundlagen durch Mohns treffliche Reisen mit dem „Vöringen“ schon 1876—1878 beschafft waren[31], wurden seit 1900 auf dem „Michael Sars“ durch J. Hjort, F. Nansen, B. Helland-Hansen u. a. die Forschungen unter Anwendung modernster Methoden im neuzeitlichen Sinne durchgeführt und glänzende Ergebnisse erzielt[32].

Auch im Bereiche der Nord- und Ostsee nahm die Tiefseeforschung den gleichen Entwicklungsgang. Einer älteren Epoche der siebziger und achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts mit den Fahrten der „Pommerania“ 1871—72[33], des „Drache“ 1881—1882, 1884[34] folgte eine neue, 1902 einsetzende Periode von ausgesprochen internationalem Charakter; ihre geistige Seele und Triebkraft ist wohl unbestritten der schwedische Ozeanograph O. Pettersson. Die drohende Überfischung zumal der Nordsee führte die Staaten zu einer der größten wissenschaftlichen Vereinigungen, die wohl je bestanden haben, zusammen. Nach gemeinsamem Plane werden viermal in jedem Jahre (Februar, Mai, August, November) auf bestimmten Wegen Forschungsfahrten von England, Belgien, Holland, Deutschland, Norwegen, Schweden, Dänemark, Finnland und Rußland ausgeführt, mit dem Hauptziel, die Abhängigkeit der räumlichen und zeitlichen Verbreitung der Nutzfische von den physikalisch-chemischen Zuständen und den planktologischen Verhältnissen des Meerwassers festzulegen, und die periodischen sowie unperiodischen Veränderungen dieser gegenseitigen Beziehungen zu erkennen. Auf Tafel II finden wir nur die Wege eingetragen, die der deutsche Regierungsdampfer „Poseidon“ bei Gelegenheit dieser internationalen Terminfahrten vierteljährlich in der Nord- und Ostsee verfolgt; in Fig. 11 (S. 35) dagegen sind alle Schnittlinien erkennbar, längs denen die nordeuropäischen Meere durch die internationale Vereinigung untersucht werden[35], soweit Witterung und Eis es zulassen, ebenfalls allvierteljährlich.

§ 6. Zur Geschichte der Reisen von Vermessungsschiffen und Kabeldampfern im Atlantischen Ozean.

(Tafel III.)

Wenn auch die Leistungen der soeben beschriebenen Forschungsexpeditionen bei dem meist sehr vielgestaltigen Arbeitsprogramm die Kenntnis von der Gesamtheit der physischen Verhältnisse der atlantischen Tiefsee weitaus am meisten gefördert haben, so sind doch die Reisen der Vermessungsschiffe und Kabelleger durchaus nicht zu entbehren. Was würden wir von der Bodengestaltung des Atlantischen Ozeans wissen, wenn nicht die Tausende und aber Tausende von Lotungen der Kabelleger und Vermessungsfahrzeuge — neben den Lotungen der wissenschaftlichen Expeditionen — auch noch zur Verfügung ständen? Sehr wenig, kaum genügend, um in den allergröbsten Umrissen die Tiefen beschreiben zu können. Fast alle Detailformen des Bodenreliefs des Atlantischen Ozeans wurden durch Kabeldampfer enthüllt. Und mehr noch: viele dieser Fahrzeuge haben ausgedehnte Serienmessungen der Tiefentemperaturen beigebracht; die regionale Verschiedenheit der Bodenbeschaffenheit des atlantischen Tales kennen wir zum erheblichen Teile nur durch sie. Kurz, es ist eine Pflicht, die wichtigsten dieser Fahrten zu erwähnen (Tafel III); der Anteil der britischen Schiffe an den Reisen überwiegt durchaus.

Die für das Verlegen transatlantischer Telegraphenkabel notwendigen Tiefenmessungen begannen etwa um 1850 (S. 27) und erlebten bei der mit 1854 eintretenden technischen Vervollkommnung der Lotapparate bald eine große Vermehrung. Die Lotungsreise des amerikanischen Vermessungsschiffes „Dolphin" in den Jahren 1851 und 1852, die durch die Teilnahme von Maury bemerkenswert und überhaupt eine der ersten ihrer Art ist, erstreckte sich von New York auf dem Seglerwege nach den Kap Verden, Fernando Noronha, zu den kleinen Antillen und zurück nach New York; der unregelmäßige Kurs zeigt schon, daß nicht die Vorbereitung von Kabellegungen in Frage stand. Wir besitzen über diese „Dolphin"-Reise einen ausführlichen Bericht des Kommandanten S. P. Lee [36].

Die frühesten Tiefseelotungen auf Kabelstrecken erfolgten zwischen der Ostküste Nordamerikas und der Westküste Irlands. Auf dem sogenannten Kabelplateau, das, nebenbei bemerkt, kein Plateau im gewöhnlichen Sinne des Wortes ist, sondern unregelmäßige Tiefen zwischen 3000 und 5000 m aufweist und die annähernd im größten Kreise von Valentia nach St. Johns verlegten Telegraphenkabel trägt, haben die Amerikaner schon im Jahre 1856 mit dem Dampfer „Arctic" gelotet; dann folgten 1857 die Engländer auf H. M. S. „Cyclops" [37], 1874—1882 der der Londoner Firma Siemens gehörende Kabeldampfer „Faraday" [38], 1880 die „Scotia", 1905 die „Cambria" und andere, um nur einige zu erwähnen. Auch diejenigen Kabellegungen zwischen Europa und Nordamerika, welche die Azoren als Stützpunkt benutzen und demgemäß das Kabel direkt in New York an Land bringen, haben zahlreiche Reisen zur vorherigen Ablotung der in Frage kommenden Meeresstrecken veranlaßt; genannt seien nur die für die zwei deutschen Kabel gemachten Reisen, nämlich 1899 die des britischen Dampfers „Britannia" und 1902 die des deutschen Kabeldampfers „v. Podbielski" [39].

Weit im Norden fanden Lotarbeiten schon 1860 durch H. M. S. „Bulldog" für ein zwischen Europa und Amerika geplantes Kabel auf dem Wege über Island und Kap Farewell statt; das Kabel kam damals freilich nicht zustande*, aber die Untersuchungen wurden durch die Teilnahme Dr. Wallichs sehr wertvoll (S. 28). Das Jahr 1869 brachte dann auch im Süden, im Südatlantischen Ozean, die ersten umfangreichen Tiefseelotungen, und zwar durch das englische Schiff „Nassau" an der Ostküste von Südamerika, die Jahre 1877 und 1878 die ozeanographisch wichtige Ablotung des Südatlantischen Ozeans auf einem Querschnitt von Loanda über St. Helena nach Rio de Janeiro durch „Essex". Ähnliche Bedeutung kommt den Arbeiten des V. St. D. „Enterprise" zu, der, 1883 nach dem fernen Osten ausgehend, von Amerika über die Kapverdeschen Inseln auf dem Segelschiffswege durch den Südatlantischen Ozean bis zum Kaplande lotete, und der 1886, aus dem Stillen Ozean zurückkehrend, von Montevideo nordostwärts in den Ozean hinaussteuerte, um über Martin Vaz nach Barbados zu segeln, wiederum zahlreiche Tiefenmessungen anstellend (Tafel III). Der „Enterprise" verdanken wir u. a. die Entdeckung mehrerer eigentümlicher submariner Bodenerhebungen in den mittleren Breiten des Südatlantischen Ozeans [40]. Ebenfalls dem Südatlantischen Ozean zum größten Teile zugute gekommen sind die Messungen des Kabellegers „Seine" 1889 zwischen Kap Verde, Ascension und dem La Plata; im Jahre vorher hatte „Amber" die Tiefenverhältnisse an der Westküste von Afrika südlich der Linie erforscht. Hieran schlossen sich 1890—1891 die Arbeiten des englischen Kabeldampfers „Silvertown" zwischen dem

* Seit 1906 ist Island durch ein Kabel mit den Får Öer und Europa verbunden.

Kap Verde, St. Paul und Bahia, dann 1894 die meist auf südöstlichem Kurse ausgeführten Lotungen des „Waterwitch" zwischen den Kapverdeschen Inseln, der Großen Fisch-Bai und Kapstadt, endlich 1898 die Lotungen der gemeinsam arbeitenden Kabelleger „John Pender" und „Anglia" auf der Strecke Kapstadt — St. Helena — Ascension — Kapverdesche Inseln[41]. Die Untersuchungen durch die letzten zwei Schiffe bezweckten die Vorbereitung der Legung eines Teilstückes der großen, britischen Kabelverbindung um die Welt.

Im Nordatlantischen Ozean bleiben noch mehrere das Meer annähernd westöstlich durchquerende Reisen erwähnenswert. Nachdem im Jahre 1889 ein jüngerer, amerikanischer Namensvetter des alten „Dolphin" zwischen Madeira und Bermudas vermessen hatte, folgte in den Jahren 1895 bis 1898 der englische Kabelleger „Rambler" auf den Wegen Canaren — Kapverden — Bermudas — Westindien — Bermudas — Senegambien sowie 1903 der „Goldfinch" auf der Strecke Sierra Leone — Bermudas[42].

In den letzten Jahren liefern gar nicht so selten auch deutsche Kabeldampfer wertvolles Material zur geographischen Kenntnis des Atlantischen Ozeans; so arbeitete der „Großherzog von Oldenburg" 1906 und 1908 zwischen der Biskaya und den Canarischen Inseln[43], und „Stephan" lotete ganz neuerdings, 1911, ehe das neue deutsche südamerikanische Kabel dem Meere übergeben wurde, die Strecke zwischen Monrovia und Pernambuco gründlich ab[44].

Literaturnachweis zur Erforschungsgeschichte des Atlantischen Ozeans.

[1] Über Hakluyt s. S. Günther, Geschichte der Erdkunde, Leipzig, Wien 1904, S. 90, Anm. — [2] Bernhard Varenius, Geographia generalis, Amstelodami 1650. — [3] Athanasius Kircher, Mundus subterraneus, Amstelodami 1678. — [4] E. Halley, An historical account of the trade winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics, in Philos. Transactions, vol. XVI, for the year 1686 and 1687, London 1688, S. 153—168. — [5] Memoires de l'Academie 1752, pl. XIV (mir nicht zugänglich gewesen); vgl. S. Günther a. a. O. S. 190, Anm. 8. — [6] s. S. 20, Lit.-Nachw. Nr. 11. — [7] Deutsche Seewarte, Atlas des Atlantischen Ozeans, in 2. Aufl., Hamburg 1902; Segelhandbuch dazu, in 3. Aufl., Hamburg 1910. — [8] Zu diesem ganzen Abschnitt vergleiche man in erster Linie J. Murray, an der S. 20 Lit.-Nachw., mitgeteilten Stelle. — [9] Die erste Mauryscheʼ Tiefenkarte des Nordatlantischen Ozeans befindet sich sowohl in dem Textband zu seinen Wind and current charts, als auch in der Physical geography of the sea, Tafel XI. — [10] Murray a. a. O. S. 93. — [11] Jahresberichte der Kieler Kommission zur Erforschung der deutschen Meere, Bd. I, Berlin 1873; Bd. II und III, Berlin 1875. — [12] Reports on the scientific results of the voyage of H. M. S. "Challenger" during the years 1872—1876; das Werk wurde 1895 beendet. — [13] Die Forschungsreise S. M. S. „Gazelle", herausgegeben vom Hydrographischen Amt des Reichs-Marine-Amts. 5 Bde., Berlin 1888—1890. — [14] A. Agassiz, Three cruises of S. S. "Blake", Boston and New York 1888, 2 Bde. — [15] C. H. Townsend, Records of soundings, serial temperatures, dredgings &c. of S. S. "Albatross" in Report of U. S. Fish Commission, part XXVI, Washington 1901. — [16] Expéditions scientifiques du Travailleur et du Talisman, Paris 1891 ff. — [17] Martial in den Annales hydrographiques, Paris 1882, 2. Serie, S. 70. — [18] Buchanan, The Exploration of the Gulf of Guinea in Scottish Geograph. Magazine, vol. IV, Edinburgh 1888. — [19] Makaroff, Le «Vitiaz» etc., St. Pétersbourg 1894, 2 Bde. — [20] Ergebnisse der Plankton-Expedition, herausgegeben von Hensen, Kiel und Leipzig 1892 ff. — [21] Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition, herausgegeben von Chun, Jena 1902 ff. — [22] Résultats du voyage du S. Y. «Belgica», Anvers, 10 Bde.; vgl. auch Arctowski im Geographical Journal, vol. XIV, p. 77. — [23] Nordenskjöld, Antarctic, Berlin 1904; s. auch Peterm. Mitteil. 1902, S. 202. — [24] The voyage of the "Scotia", Edinburgh 1906, enthält nur eine populäre Reiseschilderung. Wissenschaftliche vorläufige Berichte sind im Scottish Geogr. Magazine 1905 und 1906 enthalten. [25] Reichs-Marine-Amt, Die Forschungsreise S. M. S. „Planet", 5 Bde., Berlin 1909. — [26] Résultats des campagnes scientifiques accomplies par Albert I[er], Monaco (viele Bände). — [27] Die Arbeiten sind in den Denkschriften der Wiener Akademie, als Berichte der Kommission zur Erforschung der Adria

bzw. des Mittelmeeres, erschienen. — [28] Ebenda, Wien 1895. — [29] Observations hydrologiques de la mer Noire et la mer d'Azof, St. Petersburg 1899. — [30] The Danish Ingolf-Expedition, Copenhagen 1899 etc. — [31] Den Norske Nordhavs-Expeditie, Kristiania 1880—1891. — [32] Helland-Hansen und Nansen, The Norwegian Sea, Kristiania 1909; das wichtigste und neueste Werk über das Nordmeer. — [33] Jahresberichte der Kieler Kommission zur Erforschung der Deutschen Meere, Bd. I, Berlin 1873; Bd. II und III, Berlin 1875. — [34] Die Ergebnisse der Untersuchungsfahrten S. M. S. „Drache" in der Nordsee, Berlin 1886. — [35] Conseil permanent international pour l'exploration de la mer, gibt heraus vierteljährliche Bulletins, jährliche Rapports sowie Publications de circonstance; alles in Kommission von Höst, Kopenhagen. — [36] S. P. Lee, Report and charts of cruise of U. S. S. "Dolphin", Washington 1854, 2 Bde. — [37] J. Dayman, Deep see soundings in the North Atlantic, in H. M. S. "Cyclops", Admiralty, London 1858. — [38] Krümmel, in Annalen der Hydrogr. und maritim. Met. 1883, S. 5 und 146. — [39] Ebenda 1902, S. 520 f. — [40] Barker, Deep sea sounding, U. S. S. "Enterprise", New York 1892. — [41] Annalen der Hydrogr. und marit. Met. 1902, S. 488 ff. — [42] Reisewege und Lotungen fast aller in § 6 genannten Schiffe, soweit sie englische sind, findet man in den „Lists of oceanic depths". — [43] Brennecke, in „Aus dem Archiv der Seewarte" XXXIII, Hamburg 1910. — [44] Annalen der Hydrogr. und maritim. Met. 1911, Seite 225.

Kapitel II.

Name, Grenzen, Gliederung und Größe des Atlantischen Ozeans.

§ 7. Der Name des Atlantischen Ozeans[1].

Das Wort „Atlantischer Ozean" (*mare atlanticum*) wird zwar schon im Altertum gebraucht, aber es konnte, wie ohne weiteres klar ist und aus der Entdeckungsgeschichte hervorgeht, der Begriff, den wir heute mit diesem Worte verbinden, im Altertum nicht vorhanden sein. Das Meer westlich der Säulen des Herkules hieß Atlantischer Ozean oder auch Westlicher Ozean, zum Unterschied vom Östlichen Ozean, d. h. dem Indischen. Die Bezeichnung *mare occidentale* hat denn auch, als im Zeitalter der großen Entdeckungen der Atlantische Ozean in seiner ganzen Erstreckung allmählich bekannt wurde, zunächst sich viel mehr eingebürgert als die des *mare atlanticum*, allerdings mit der Beschränkung auf den heutigen Nordatlantischen Ozean. Der südhemisphärische Teil bekam, sobald man an der Westküste Afrikas Äthiopien erreicht hatte, meist den Namen „Äthiopisches Meer". Bei den Kosmographen und Kartenzeichnern des Mittelalters schwankt im übrigen die Namengebung sehr; Sebastian Münster unterscheidet 1544 ein „Nördliches Meer", das die arktischen Teile des Atlantischen Ozeans umfaßt, einen „Westlichen Ozean", entsprechend unserm heutigen nordatlantischen, und einen „Äthiopischen Ozean", entsprechend dem südatlantischen; er hat aber nahe dem Äquator und der afrikanischen Küste noch die Worte *sinus Atlanticus* in eine Ecke seiner Karte eingefügt.

Ortelius gebraucht 1570, wie aus der oben S. 16 befindlichen Karte abgelesen werden kann, für den südatlantischen Teil die damals übliche Bezeichnung *Oceanus Aethiopicus*, für den nordatlantischen aber finden wir das spanische *Mar del Nort*. Damit hat es folgende Bewandtnis. Bekanntlich hatte Balboa im Jahre 1513 nach dem Überschreiten der Landenge von Panama den Stillen Ozean als ein vor ihm nach Süden sich dehnendes Meer *Mar del Zur* genannt; was lag näher, als das heutige Karibische Meer im Gegensatz hierzu *Mar del Nort* zu nennen? Diese Namengebung der damaligen Zeit hat sich, indirekt, in zwei Städtenamen Zentralamerikas dauernd erhalten, indem der atlantische Hafen Nicaraguas San Juan del Norte (Greytown), der pazifische Hafen aber San Juan del Sur heißt, wobei sich noch die merkwürdige Tatsache ergibt, daß der geographischen Breite nach das San Juan del Norte 20 Minuten südlicher liegt als das San Juan del Sur. Die erst auf die karibischen Gewässer sinngemäß beschränkte Bezeichnung *Mar del Nort* wurde besonders von den Spaniern bald auf den ganzen Nordatlantischen Ozean übertragen; so finden wir sie dann u. a. bei Ortelius, wie erwähnt, um 1570, und so erklären sich auch auf der S. 24 im Faksimile wiedergegebenen Windkarte Halleys vom Jahre 1688 die in die Gegend zwischen Bermuda und Madeira eingeschriebenen Worte *the North sea*, die natürlich mit dem, was wir heute unter Nordsee verstehen, nichts zu tun haben.

Es sind nun vorzugsweise die zwei deutschen Gelehrten Gerhard Merkator und Bernhard Varen gewesen, die den allgemeinen Gebrauch des Wortes „Atlantischer Ozean" im heutigen Sinn vorbereitet oder eingeführt haben. Merkator nannte auf der berühmten Weltkarte, deren in *usum navigantium* berechnetes Gradnetz noch heute seinen Namen trägt, als erster im Jahre 1569 den ganzen nordhemisphärischen Teil „Atlantischer Ozean" und gab damit dieser vorher auf kleinere Gebiete an der marokkanischen oder tropischen Küste Afrikas beschränkten Bezeichnung eine westwärts bis zur Neuen Welt reichende Geltung. Ein wesentlicher weiterer Schritt erfolgte etwa 80 Jahre später durch Varen; Varen spricht 1650 zum ersten Male, da, wo er in seiner *Geographia generalis* von der Einteilung der Meeresräume schreibt, klar und deutlich aus, daß der Atlantische Ozean zu begrenzen sei einerseits durch die westlichen Gestade der Alten Welt und anderseits durch die östlichen der Neuen Welt, und zwar auf beiden Halbkugeln. Damit hatte der in der Tat eine geographische Einheit darstellende Atlantische Ozean, das Atlantische Tal zwischen Alter und Neuer Welt, dank dem richtigen Blick dieses Geographen endlich auch die ihm zukommende einheitliche Bezeichnung erhalten. Varen fügt unter kritischem Hinweis auf die unpraktische Bezeichnung „Mar del Nort" an, daß, wenn man innerhalb dieses Atlantischen Ozeans noch Teile unterscheiden wolle, man am besten einen vom Aequator nach Norden und einen vom Aequator nach Süden sich erstreckenden Teil annehme; hiermit ist also auch schon die heute übliche Unterteilung in einen Nord- und einen Südatlantischen Ozean angeregt.

Begreiflicherweise setzten sich diese Vorschläge des Varenius nicht sofort in die allgemeine Praxis um. Es wurden zumal von seiten französischer Akademiker, wie Delisle und Buache, aber auch noch durch Alexander von Humboldt andre zum Teil recht absonderliche Namengebungen und Einteilungen der Meeresräume vorgeschlagen; sie interessieren hier nicht, da sie Eingang nicht gefunden haben. Während für den größten der drei Weltozeane noch heute mehrere Bezeichnungen nebeneinander im Gebrauch sind, darf das Wort „Atlantischer Ozean" in der zuerst von Varenius gegebenen Begriffsbestimmung seit langen Jahrzehnten als Gemeingut aller Kulturnationen gelten. Den letzten Ausschlag dafür hat wohl erst eine Kommission gegeben, die 1845 seitens der Londoner Geographischen Gesellschaft eingesetzt worden ist, um die Namen und Grenzen der Meeresräume festzusetzen; diese Kommission, deren Beschlüssen wir noch im nächsten Paragraphen bei der Erörterung über die gegenseitige Abgrenzung der Ozeane begegnen werden, hat den Namen *Atlantic* im Sinne Varens ebenfalls übernommen.

Einzelne Teile des Nordatlantischen Ozeans tragen seit langem Sonderbezeichnungen[2], die teils durch Seeleute, teils durch Gelehrte sich einbürgerten. Nur noch wenig gebräuchlich ist wohl heute der von den Spaniern im Zeitalter der Entdeckungen für die Passatregion zwischen den Kapverdeschen Inseln und den Antillen gewählte Name Damenmeer. Die Bezeichnung sollte bedeuten, daß in dieser Zone ungestörter, gleichmäßiger Luftbewegung das Steuer des Schiffes auch der Hand einer Dame anvertraut werden könne; geographisch deckt sich die Gegend des Damenmeeres einigermaßen mit der sogenannten Sargassosee, d. h. mit dem Verbreitungsgebiet des Golfkrautes. Noch weiter nördlich und besonders östlich, im Grenzgebiet zwischen dem Passat und den Westwinden, also im Bereich des bei den Azoren und südwestlich davon meist vorhandenen Luftdruck-Maximum (§ 45) haben wir die Zone der sogenannten Roßbreiten zu suchen; nach Maury erklärt sich die Bezeichnung

aus dem Umstande, daß die Spanier bei ihren Verschiffungen von Truppen und Pferden nach den neueroberten westindischen Kolonien, als die Lage der vorteilhaftesten Segelschiffswege noch nicht feststand, durch einen gleich anfangs zu westlich genommenen Kurs vielfach in die flauen, wechselnden Winde und Windstillen um den dreißigsten Breitengrad gerieten und daselbst infolge der Verzögerung der Reise die Pferde aus Futter- und Wassermangel über Bord werfen mußten. Die Bezeichnung „Roßbreiten" ist jedenfalls, wenn man eine in meteorologischer Hinsicht wichtige Region des Ozeans kurz lokalisieren will, sehr nützlich und wird auch auf das südhemisphärische Gegenstück in diesem Buche übertragen werden. Bis in das Altertum zurück reicht der Ausdruck Dunkelmeer, *mare tenebrosum*, da schon die Karthager die Gewässer an der marokkanischen Küste bis hinab zum Kap Verde hiermit bezeichnet haben; man geht wohl in der Annahme nicht fehl, daß die Alten von den in Verbindung mit dem kalten Küstenwasser auftretenden Nebeln und vielleicht auch von den zwischen den Canarischen und Kapverdeschen Inseln häufigen Staubfällen Kenntnis hatten.

Unsre Seeleute sprechen nicht selten von einer Spanischen See, womit der östliche Teil des Nordatlantischen Ozeans etwa zwischen den Azoren („Western Eilande") und dem Biskayischen Meerbusen gemeint wird; betreten sie vom Gebiet der tiefen See aus ostwärts steuernd den Schelf oder Kontinentalsockel Europas (§ 17), auf dem mäßige, während der Fahrt meßbare Tiefen von 200—100 m sich finden, so sprechen sie von der Ansteuerung der „Außengründe vor dem Kanal". Der Englische Kanal ist ihnen der „Kanal" schlechtweg. Die Nordsee heißt sowohl bei den Dänen wie bei den Engländern Nordsee; es ist nicht richtig — wie manchmal behauptet wird —, daß sie von diesen Nationen West- oder Ostsee genannt werde. Die Ostsee, für die Schweden und Dänen ebenfalls „Ostsee", ist bei den britischen Seeleuten *The Baltic*, und das Kattegat heißt *Baltic entrance*. Die neuere Meeresforschung hat es für wünschenswert erachtet, in der westlichen Ostsee noch eine besondere Beltsee[3] auszuscheiden, indem man bald mit, bald ohne den Sund die beiden Belte und die südlich und östlich anschließenden und bis Darsser Ort reichenden Gewässer darunter zusammenfaßt: es handelt sich also um das Übergangsgebiet zwischen Nordsee und eigentlicher Ostsee, um die Mischpfanne für die Wasserarten dieser zwei Meere.

Einen sehr zweckmäßigen, von den Norwegern in den siebziger Jahren des 19. Jahrhunderts in die wissenschaftliche Literatur eingeführten Namen erblicken wir endlich in dem des Europäischen Nordmeeres, worunter der von Grönland, Spitzbergen, Norwegen und der Linie Orkney—Fär Öer—Island eingeschlossene Teil des Atlantischen Ozeans verstanden wird, also ein Meeresteil, der, fast ganz zwischen 60° und 80° N-Br. gelegen, großenteils schon zum nördlichen Eismeer gerechnet werden kann. Dies Europäische Nordmeer darf, da es regelmäßig von der Schiffahrt befahren wird und sehr erhebliche klimatologische Bedeutung für Nordeuropa besitzt, in einer Geographie des Atlantischen Ozeans nicht fehlen. Wenn ganz neuerdings, wiederum von norwegischer Seite, der Versuch gemacht wird, dasselbe Europäische Nordmeer umzutaufen in „Norwegisches Meer", so ist dagegen Stellung zu nehmen; denn das betreffende Meeresgebiet gehört durchaus nicht ausschließlich der norwegischen Interessensphäre, und ein Grund, die gut eingeführte Bezeichnung „Europäisches Nordmeer" schon wieder aufzugeben, wird nicht ersichtlich. — Man pflegt endlich im allersüdlichsten Teil der atlantischen Gewässer, da, wo der Rand des Südpolarkontinents bisher

nur in Coats Land (S. 19) einerseits und in der Ostküste des Graham-Landes anderseits bekannt ist, den durch die sich nähernden Küsten nach Süden hin wahrscheinlich allmählich schmäler werdenden Meeresteil abzusondern und nach seinem Entdecker Weddell-Meer oder Weddell-See zu benennen. Dies antarktische Meeresgebiet liegt vorwiegend zwischen 60° und 75° S-Br. und ihm ist trotz der vergleichweise niedrigen geographischen Breite polarer Charakter in höherem Maße eigen als seinem arktischen Gegenstück, dem eben genannten Europäischen Nordmeer.

§ 8. Grenzen des Atlantischen Ozeans.

Fünf Kontinenten[3] pflegen fünf Ozeane gegenübergestellt zu werden; der Atlantische Ozean im besonderen wird dabei im Norden und im Süden je durch den Polarkreis begrenzt, jenseits deren das Nördliche und das Südliche Eismeer beginnen, als West- und Ostgrenze im Süden gelten die Meridiane des Kap Horn und des Nadelkaps. Diese Begrenzung des Atlantischen Ozeans stammt aus dem 18. Jahrhundert von Fleurieu und wurde 1845 durch eine Kommission der Londoner Geographischen Gesellschaft, die in die wirre Nomenklatur und Einteilung der Weltmeere Ordnung bringen sollte, nochmals sanktioniert[4]; daß sie gleichwohl den Bedürfnissen einer physischen Geographie unsres Ozeans nicht entspricht, liegt zu Tage, da schon die Polarkreise eine rein künstliche, eine Verlegenheitsgrenze darstellen.

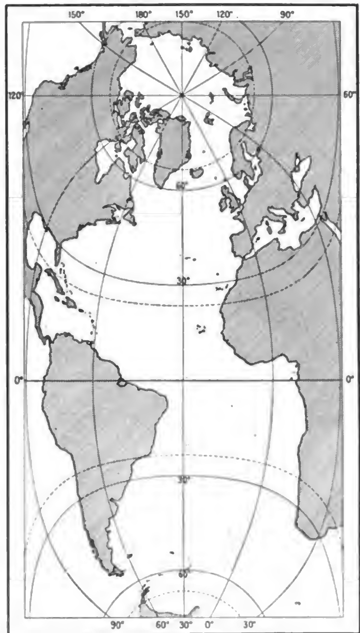


Fig. 12.

Das atlantische Tal von der Beringstraße bis zum Südpolarland.

(Lamberts flächentreue Cylinderprojektion, 1 : 160 000 000.) Nach M. Grolls Entwurf.

Geomorphologen der neueren Zeit nehmen nur drei selbständige Ozeane an. Das bisherige Südliche Eismeer wird unter die drei großen Weltmeere aufgeteilt; so verfährt z. B. Penck[5] 1894 und auch Krümmel[6] zuletzt 1907, indem er noch in überzeugender Weise wegen des sicher vorhandenen südpolaren Festlandes das Nichtvorhandensein eines selbständigen südlichen Eismeeres feststellt. Konventionell bleibt dabei freilich auch in diesem Falle die Grenze gegen den Indischen Ozean, einerlei, ob wir sie in

den Meridian von Kap Agulhas (20° Ö-Lg.) oder in eine von der Agulhasbank nach Enderby-Land gezogene Linie verlegen; was die letztgenannte Linie betrifft, die u. a. von ARLDT[7] vorgeschlagen wird und in großem, ostwärts geschwungenem Bogen Südafrika, die Prinz-Edward-Inseln, Crozet-Inseln und Kerguelen in Verbindung setzt mit Enderby-Land, so dürfte nach den Tieflotungen und geologischen Verhältnissen eine Naturgrenze darin, vorläufig wenigstens, kaum zu erkennen sein. Verhältnismäßig gut dagegen ist die Grenze vorgezeichnet gegen den Stillen Ozean im Süden von Kap Horn; das Graham-Land als Teil des südpolaren Kontinentes erstreckt sich nordwärts bis 63° S-Br., so daß die sogenannte Drake-Straße zwischen Kap Horn und genanntem Land nur etwa 900 km Breite aufweist (S. 48).

Auch die Selbständigkeit des Nördlichen Eismeeres kann im Hinblick auf die Ergebnisse der neueren Meeresforschung nicht aufrecht erhalten werden; vom geographischen Standpunkte aus hat das Nordpolarbecken nur als Nebenmeer des großen Atlantischen Ozeans zu gelten. Die mächtige atlantische Talfurche reicht zweifellos von der Weddell-See unter rund 75° S-Br. nordwärts über den Nordpol hinweg bis zur Beringstraße; davon überzeugt uns das Studium der Tiefen, der Blick auch auf die vorstehende Figur 12 oder noch besser der Blick auf einen Globus.

Gleichwohl fassen wir in dem vorliegenden Buche aus rein praktischen Gründen den Begriff des Atlantischen Ozeans im allgemeinen etwas enger; wie schon die zahlreichen beigegebenen physikalischen Karten erkennen lassen, bleibt das Nördliche Eismeer nördlich von 80° N-Br. meist unberücksichtigt. Dies gilt auch von einigen anderen Nebenmeeren; so wird z. B. von den britischen Gewässern, von der Nord- und Ostsee und vom Mittelmeer auf den folgenden Seiten nur gelegentlich und nebenbei die Rede sein. Ein Verständnis der Geographie des offenen Atlantischen Ozeans ist auch ohne diese Nebenmeere zu erreichen, und außerdem muß ihnen früher oder später eine selbständige Beschreibung zuteil werden. Anders steht es mit dem Europäischen Nordmeer und den westindischen Gewässern. Ohne das Karibische Meer und ohne den Golf von Mexiko würde der Atlantische Ozean nicht das sein, was er ist, nicht alle die Erscheinungen und Eigenschaften, die für ihn charakteristisch sind, aufweisen können, und ebenso bilden die zwischen der Ostküste Grönlands und der Westküste Norwegens sich erstreckenden nordeuropäischen Gewässer einen integrierenden, also unentbehrlichen Bestandteil atlantischer Ozeanographie, sie sind zumal für die Oberflächenerscheinungen von ungeheurer Bedeutung.

§ 9. Geographische Lage und horizontale Gliederung des Atlantischen Ozeans.

Das wesentlichste Moment der geographischen Lage des Atlantischen Ozeans auf dem Erdballe darf darin erblickt werden, daß durch ihn die Alte Welt und die Neue Welt geschieden werden; er trennt die Osthemisphäre von der Westhemisphäre, er verbindet sie aber zugleich auch wieder, und zwar auf das engste durch den enorm entwickelten und vermehrten transatlantischen Verkehr der modernen Zeit. An der Hand der Tiefen, die später im einzelnen zu schildern sind, kann man schon heute eine leidlich begründete natürliche Grenzlinie zwischen der amerikanischen und europäisch-afrikanischen Landfeste ziehen. Die zentralatlantische Schwelle, die wie ein Rückgrat das atlantische Tal durchzieht und in einen westlichen und einen östlichen Talzug teilt,

tritt als eine so eigenartige und einzigartige untermeerische Bodenform auf, daß sie ohne weiteres als Grenzlinie sich darbietet; auf ihr liegen von Süden nach Norden die ozeanischen Inseln Bouvet, Tristan da Cunha, Ascension, St. Paul, die Azoren, Island, Jan Mayen, die in dieser Hinsicht neutral sind und daher weder der Ost- noch der Westhemisphäre an und für sich zugerechnet werden können. Nach den beiden Polen hin bricht diese Scheidelinie ab; an die Stelle der unterseeischen Erhebung treten tiefe Mulden oder Becken, so im Weddell-Meer auf Südbreite, so im Europäischen Nordmeer und Polarbecken auf Nordbreite. Die Grenze zwischen Europa—Asien einerseits und Amerika anderseits suchen wir daher im hohen und höchsten Norden am Boden dieser Einsenkungen; sie verläuft zwischen Spitzbergen, das zu Europa gehört, und der Ostküste Grönlands, das in einer ozeanographischen Betrachtung Amerika zuzurechnen ist, hindurch und wahrscheinlich nahe am Nordpol vorbei zur Beringstraße.

Aus den geologischen Tatsachen im Bereiche des Atlantischen Ozeans (Kap. III) wird hervorgehen, daß eine strenge Permanenz des Atlantischen Ozeans, d. h. seine unveränderte Lage und Ausdehnung im Laufe der geologischen Epochen, nicht angenommen wird. Es spricht sodann die ganz auffällige Symmetrie des Verlaufes seiner westlichen und östlichen Begrenzung dafür, daß uns allerdings noch völlig verborgene geographische Beziehungen zwischen beiden Erdhälften bestehen mögen, Beziehungen, an denen auch der Atlantische Ozean durch seine dem Verlaufe dieser Grenze ebenfalls parallele Zentralschwelle beteiligt sein dürfte. Oder sollte es wirklich nur ein Zufall sein, daß das atlantische Tal dreimal die ungemein charakteristische S-förmige Biegung aufweist, nämlich an seinem Ostrand, in seiner Mitte und an seinem Westrand? „Es gibt keinen Zufall, und was uns blindes Ungefähr nur dünkt, gerade das steigt aus den tiefsten Quellen“. In überraschender Weise entspricht dem westwärts zurückweichenden nordamerikanischen Becken, in dessen Mitte die Bermudas liegen, die große westwärts gerichtete Ausbuchtung des nordwestlichen Afrika; dem im Kap San Roque endenden Osthorn Brasiliens liegt der ostwärts zurückweichende Golf von Guinea gegenüber, und die atlantischen Küsten von Südamerika und Südafrika verlaufen auch weiterhin annähernd parallel, wozu man ihre geographische Lage nicht auf einer Merkatorkarte, sondern auf einer flächentreuen Karte oder am besten auf einem Globus betrachte.

Dieser gewundene und dabei symmetrische Verlauf der westlichen und östlichen Küstenlinien ist nun nicht nur eins der wesentlichen Merkmale der horizontalen Gliederung des Atlantischen Ozeans, sondern beeinflußt auch die gesamte geographische Lage der nordhemisphärischen Ozeanhälfte zur südhemisphärischen Hälfte. Denn als mittlerer Meridian des nördlichen Teiles hat etwa 45° W-Lg. zu gelten; als mittlerer Meridian des südlichen aber muß 15° W-Lg. angesehen werden, ein Meridian, der auf Nordbreite noch östlich von Madeira, also ganz auf der europäischen Seite, verläuft. Die Hauptmasse des nordatlantischen Meeres liegt somit erheblich westlicher als die des südatlantischen; von der NO-Ecke, d. h. von der Bai von Biskaya, zum südwestlichen Teile des Ozeans, etwa auf der Höhe des La Plata, sind daher die Entfernungen ganz erheblich geringer als die entsprechenden Entfernungen von der NW-Ecke, etwa vom St.-Lorenz-Golf, zum SO-Ende am Kap der Guten Hoffnung. Durch dieses bedeutsame Moment der geographischen Lage des Atlantischen Ozeans gewinnt auch die von Europa zum Kap Horn und zum Kap der Guten Hoffnung gehende Schiffahrt einen sehr in das Gewicht fallenden Vorsprung vor den von Amerika ausgehenden entsprechenden Schiffahrtslinien [6].

Allgemein wird die schlanke Gestalt des Atlantischen Ozeans hervorgehoben, gewiß mit Recht. Nur sollte man, um ein möglichst naturentsprechendes Bild von dieser schlanken horizontalen Gliederung zu gewinnen, ihn für geographische Zwecke viel seltener in Merkatorprojektion und vielmehr in flächentreuen Projektionen abbilden. Und es ist selbst innerhalb der flächentreuen Abbildungsarten nicht einerlei, welcher Entwurf im speziellen Falle gewählt wird, da besonders wichtige Ozeanteile, so die nordwesteuropäischen Gewässer, ein recht verschiedenes Aussehen je nach dem Kartennetz gewinnen. In Fig. 13 erblicken wir zum Vergleich in demselben Maßstab 1 : 200 Millionen — soweit die Maßstäbe bei ihrer für die verschiedenen Projektionen verschiedenen Definition als gleich betrachtet werden können — die Umrisse des Atlantischen Ozeans, gegeben in der Merkatorprojektion, in der Mollweideschen flächentreuen Zylinderprojektion und in der azimutalen, von Lambert angegebenen flächentreuen Projektion abgebildet. Die Nebeneinanderstellung dürfte lehrreich sein; auf die außerordentliche Vergrößerung der höheren Breiten bei Merkator hinzuweisen, erübrigt sich. Das Bild nach Mollweide wirkt an sich sehr plastisch, globusartig, aber das wahre Verhältnis von Breite zu Länge ist in den äquatornahen Gegenden am wenigsten gewahrt, was man besonders an dem viel zu massigen Nordwestafrika erkennt. Daher wurde für dies Buch auf allen wichtigen Tafeln geophysikalischen Inhaltes die azimutale Projektion gewählt. Fig. 13 enthält noch einen Entwurf der atlantischen Umrisse in gnomonischer, also vom Erdzentrum aus perspektivischer Projektion, womit bekanntlich die Eigenschaft verbunden ist, daß jede gerade Linie ein Stück eines größten Kreises darstellt. Der Leser kann daher dies kleine Bild benutzen, um sofort die ungefähre Lage irgendeiner kürzesten Entfernungslinie innerhalb des Atlantischen Ozeans zu bestimmen und auf andre Karten, z. B. Merkatorkarten, zu übertragen. Vielleicht regt dies Bild dazu an, einmal in größerem Maßstab eine solche für manche Zwecke nützliche Karte zu entwerfen; vom Nordatlantischen und Südatlantischen Ozean hat das amerikanische Hydrographische Amt je eine solche gnomonische Karte herausgegeben.

Betrachten wir nun auf der flächentreuen Karte in Fig. 14 die Gliederung des Atlantischen Ozeans zunächst nach ihren großen Zügen, so bildet in der Tat seine schlanke Umrißform einen auffälligen Charakterzug; die durchschnittliche Breite macht noch nicht die Hälfte, fast nur ein Drittel der Länge aus. Auf 40° N-Br. und auf 20° S-Br. beträgt die Entfernung von Küste zu Küste 3000 Sm oder rund 5500 km*, was als Durchschnitt gelten kann; an der schmalsten Stelle zwischen Kap San Roque und der Sierra-Leone-Küste bei den Sherbro-Inseln beträgt die Entfernung gar nur 1500 Sm oder 2800 km. Diesen Breitenausdehnungen steht nun eine Länge von 7500 Sm oder 14 000 km gegenüber, wenn wir sie auf dem Meridian 20° W-Lg. von 55° S-Br. bis 70° N-Br. rechnen, d. h. in der Ausdehnung, in welcher eine ungehinderte Schiffahrt auf diesem Meridian möglich ist; die gesamte Längenausdehnung von Coats Land im äußersten Süden auf 75° S-Br. über den Nordpol hinweg bis zur Beringstraße auf 65,5° N-Br. (s. Fig. 12) ergibt sogar 11 300 Sm oder nahezu 21 000 km, das ist ungefähr das Elffache der Eisenbahnentfernung von Berlin nach Neapel. — Immerhin erhalten wir auch eine sehr bedeutende Erstreckung des Atlantischen Ozeans in der West-Ost-Richtung, wenn wir die zwei großen, sich schräg gegenüberliegenden Nebenmeere, d. h. die westindischen und die Mittelmeergewässer, hinzurechnen: die Entfernung

* Diese und alle folgenden Zahlen sind stark abgerundet.

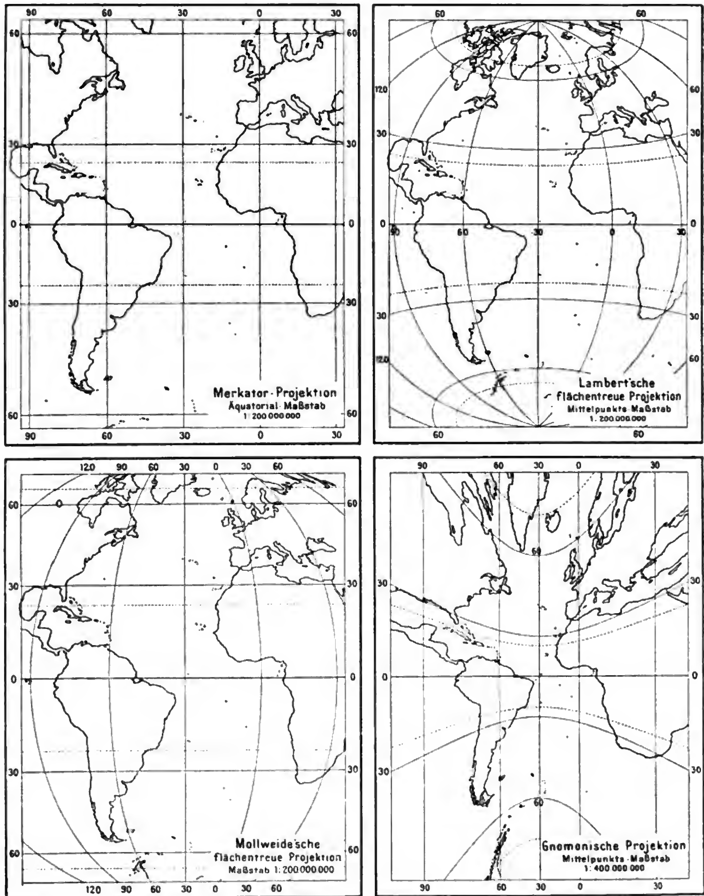


Fig. 13.

Der Atlantische Ozean in verschiedenen Kartenprojektionen.

(Vgl. auch Figur 12 und 14.)

zwischen Tampico im Golf von Mexiko und Taganrog in der Nordostecke des Azowschen Meeres berechnet sich in der Luftlinie auf dem größten Kreise zu 6000 Sm oder 11 150 km und steigt bis auf 7300 Sm oder 13 500 km, wenn die kürzeste schiffbare Verbindungüber Abaco (Bahama-Inseln) — Gibraltar zugrunde gelegt wird. 7300 Sm kommt aber nahe an die Nord-Süd-Entfernung von Island bis 55° S Br., wie oben angegeben.

Der Atlantische Ozean ist auf gleicher geographischer Breite im Norden meist schmäler als im Süden: ein beachtenswertes Moment, auf das wir bei der Erörterung der Flächeninhalte (§ 10) zurückkommen, und das einschneidende sowohl klimatologische als ozeanographische Bedeutung erlangt. Während nämlich im Süden die atlantische Öffnung oder Zugangsbreite zu den Gewässern des eisigen Südens, zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung auf dem größten Kreis gerechnet, nicht weniger als 3600 Sm oder 6700 km beträgt, geht die Breite im Norden auf durchschnittlich 3000 Sm herab und beträgt zwischen Belle Isle und Fastnet Rock unter 50° N-Br. schon nur mehr 1823 Sm oder 3375 km. Es ist weiterhin — gegenüber den durch die Merkatorkarten erweckten Vorstellungen — wichtig, sich darüber klar zu werden, daß die atlantischen Zugangsöffnungen, welche in die nordpolaren Gewässer hineinführen oder aus ihnen herausführen, eine Gesamtbreite von gar nur 700 Sm oder 1300 km erreichen; davon kommen auf die engste Stelle der Davis-Straße 130 Sm, auf die Dänemarkstraße 140 Sm und auf die zwischen Island, den Fär Öer und Kap Wrath (der NW-Ecke Schottlands) vorhandene Eingangspforte zum Europäischen Nordmeer die restlichen 430 Sm, genauer 445 Sm. Während das Südliche Eismeer in der Lage ist, auf einer Strecke von 6700 km, also in gewaltiger Front Eis und eiskaltes Wasser dem Südatlantischen Meere zuzuführen, vermag das nordpolare Eismeerbecken seine Wasser- und Eistransporte im äußersten Falle nur auf einer Strecke von im ganzen

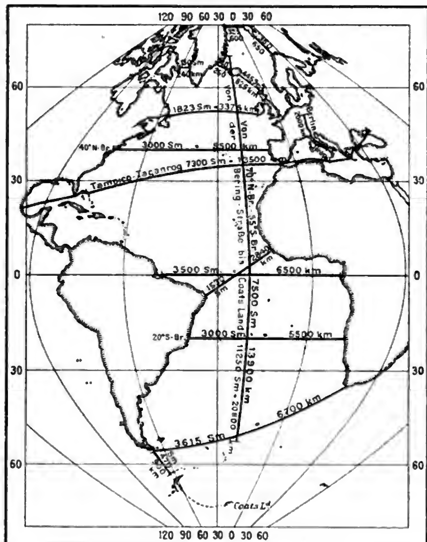


Fig. 14.

Geographisch wichtige Entfernungen im Atlantischen Ozean.
(SANSON-FLAMSTEEDsche flächentreue Zylinderprojektion 1 : 160 000 000.)

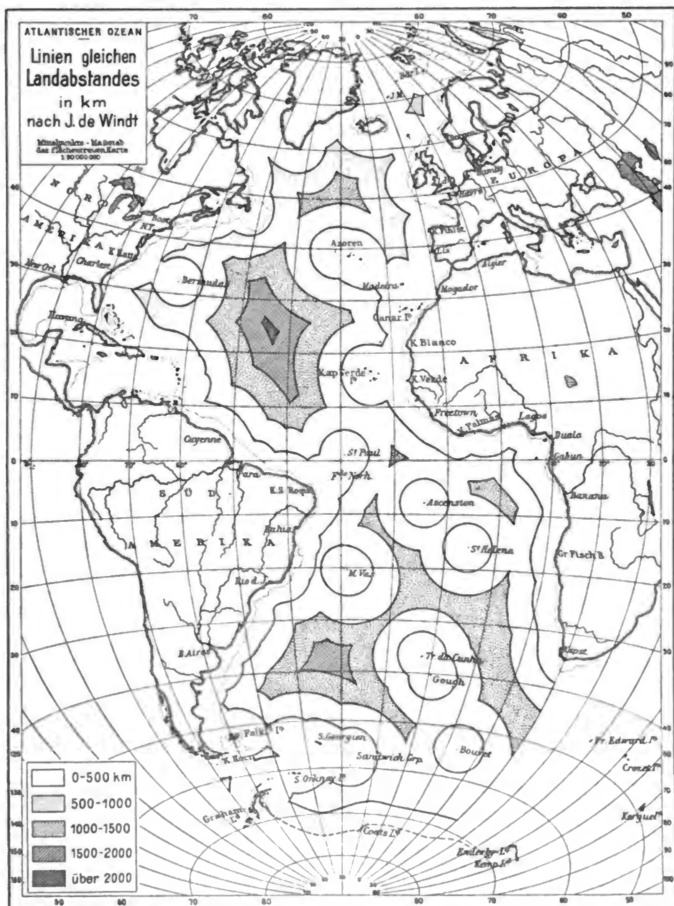

ATLANTISCHER OZEAN
Linien gleichen Landabstandes in km nach J. de Windt
0-500 km
500-1000
1000-1500
1500-2000
über 2000
NORD AMERIKA
SÜD AMERIKA
EUROPA
AFRIKA
Azoren
Bermuda
Madeira
Mogador
Canar. I^n
K. Blanco
Kap Verde I^n
K. Verde
Freetown
Lagos
Duala
Gabun
Cayenne
St. Paul
F^do Norh.
Para
K.S. Roque
Bahia
Rio d.
Ascension
St. Helena
M. Vaz
Gr. Fisch B.
Tr. da Cunha
Gough
B. Aires
Falkl. I^n
S. Georgien
Sandwich Grp.
Bouvet
S. Orkney I^n
K. Horn
Graham L^d
Coats L^d
Enderby L^d
Kemp L^d
Pr. Edward I^n
Crozet I^n
Kerguel^n
Algier
Havanna
Charleston
New Orl.

Fig. 15.

1300 km, also in einer um 5400 km schmäleren Front in den Nordatlantischen Ozean hineinzutreiben; daß in Wirklichkeit diese an sich verfügbare Zugangsöffnung von 1300 km noch bei weitem nicht ganz benutzt wird, werden wir später sehen. Jedenfalls ist von vornherein schon auf Grund der rein geographischen Gliederung eine ganz außerordentliche Begünstigung des nordhemisphärischen Teiles des Atlantischen Ozeans wahrscheinlich. Der Vollständigkeit wegen wird noch die Entfernung zwischen der Ostküste Grönlands und der Westküste Spitzbergens mit 325 Sm oder 600 km, die Entfernung vom Südkap Spitzbergens zum Nordkap Norwegens mit 350 Sm oder 650 km angegeben; die Entfernung von Hamburg über Berlin nach Breslau beträgt auch etwa soviel.

Eine weitere Anschauung von der Gliederung des Atlantischen Ozeans in seinen großen Zügen gewinnen wir durch die Linien gleichen Küstenabstandes. In derselben Weise, wie Linien gleicher Meerferne für die Kontinente, im besonderen für Europa, berechnet sind, können Linien gleicher mittlerer Landferne dazu dienen, gewisse Eigentümlichkeiten der wagerechten Ausgestaltung eines Ozeans auszudrücken; nur müssen dabei konsequenterweise auch die Inseln, und mögen sie noch so klein sein, als festes Land berücksichtigt werden. Jean de Windt[9] verdanken wir die in Abständen von 500 zu 500 km entworfenen Kurven gleichen Küstenabstandes des Atlantischen Ozeans (Fig. 15). Infolge des Umstandes, daß im zentralen, zwischen 30° und 10° N-Br. gelegenen Gebiet des Nordatlantischen Ozeans weit und breit keine Insel liegt, befindet sich der landfernste Punkt des ganzen Atlantischen Meeres auf nördlicher Breite, nämlich in 24° 7′ N-Br. 43° 34′ W-Lg. mit 2050 km Landentfernung; wären die Inseln Tristan da Cunha und Gough nicht vorhanden, so würde der entsprechende Punkt in der südlichen Hälfte des Atlantischen Meeres etwa auf 40° S-Br. 15° W-Lg. liegen. Die mittlere Entfernung bis zum nächsten festen Land ist für den ganzen Ozean zu 606 km berechnet; der Atlantische Ozean hat relativ, d. h. verglichen mit seinem Areal, die größte mittlere Landferne aufzuweisen, ein Ausdruck zugleich für seine große Inselarmut. Wenn wir das Gesamtareal unsres Weltmeeres = 100 % setzen und dann die Größe der zwischen den einzelnen Abstandslinien liegenden Flächen berechnen, so ergibt die planimetrische Ausmessung nach de Windt, daß eine mittlere Landferne

von 0 bis 500 km	....	45,05 %	des	Gesamtareals
500 „ 1000 „	....	37,12 „	„	„
1000 „ 1500 „	....	17,53 „	„	„
1500 „ 2000 „	....	0,28 „	„	„
mehr als 2000 „	....	0,02 „	„	„

besitzen.

Neben der wagerechten Gliederung im großen besteht noch eine solche im kleinen, das ist die wagerechte Ausgestaltung der atlantischen Küsten im einzelnen. Während die eben geschilderten großen Charakterzüge der horizontalen Gestalt des Atlantischen Ozeans, abgesehen von ihrer wissenschaftlichen Bedeutung, vorzugsweise in der geschichtlichen Neuzeit, in der Zeit des transatlantischen Weltverkehrs, praktische Wichtigkeit erlangt haben, übten die Kleinformen der Küstengliederung schon im Altertum, ja hauptsächlich im Altertum, auf die Entstehung und Entwicklung der Schiffahrt entscheidenden Einfluß aus. Oft und von Vertretern der verschiedensten Wissenschaftszweige ist geschildert worden, in welch hohem Maße die ungemein

gestaltungsreiche Zerlegung des östlichen Mittelmeeres, zumal der Ägäis, in Becken, Buchten, Kanäle usw. die Küstenschiffahrt begünstigte; das Mittelmeer ist infolgedessen geradezu zur Schule der Schiffahrt für den abendländischen Kulturkreis geworden[10]. Eine Betrachtung der horizontalen Detailgliederung der atlantischen Umrisse wäre also entschieden auch von geographischem Wert. Freilich erheben sich, wenn wir von allgemeinen Redewendungen in das Bereich exakter, zahlenmäßiger Angaben übergehen wollen, große Schwierigkeiten.

Abgesehen davon, daß die Küstenlinie als Grenze zwischen Festland und flüssigem Element in Wirklichkeit eine Fläche ist von etwa 0,8 km Strandbreite, indem ihre Lage bei Hochwasser und bei Niedrigwasser um durchschnittlich 800 m sich verschiebt[11], sind die Küsten selbst des Atlantischen Ozeans noch bei weitem nicht hinreichend sicher vermessen; denken wir nur an die afrikanischen, südamerikanischen und polaren Küstengebiete. Aber selbst für die Gestade der höchstkultivierten, am Atlantischen Ozean gelegenen Länder schwanken die Angaben über die geographischen Koordinaten zum Teil noch in überraschend hohem Grade. Je nach den benutzten Quellen, Seekarten kann man für so wichtige Gegenden wie Fastnet Rock an der Südküste Irlands, für Coruña, Finisterre, für ganze Küstenstrecken in Venezuela, Florida Unterschiede manchmal sogar in der Breite um 5 bis 10 Minuten feststellen, ohne daß sich angeben ließe, welche Quelle nun den vergleichsweise richtigsten Wert darstellt: um wie viel mehr werden die Längenangaben unsicher sein[12]. Und welch außerordentlicher Steigerung werden die Fehler in der geographischen Lage und Gestalt an allen weniger exakt vermessenen atlantischen Küsten unterliegen! Zu diesen mehr theoretischen Schwierigkeiten gesellt sich die allgemeine praktische Schwierigkeit, auf Karten sehr unregelmäßig verlaufende Linien einigermaßen genau abzumessen; daß die ermittelten Werte in erster Linie von dem Maßstab der benutzten Karten abhängig sein werden, liegt auf der Hand[13]. Wenn Murray die Gesamtlänge aller Küsten auf der Erde zu 200000 km geschätzt hat, so kann er dabei nur eine sehr reduzierte Länge meinen, ohne Berücksichtigung aller Detailformen; denn sonst wäre die Zahl viel zu klein.

Die nachstehenden Zahlen für den Atlantischen Ozean und seine Nebenmeere sind unter Benutzung älterer Arbeiten Krümmels berechnet[14] und suchen die Mitte zwischen ganz rohen, nur die großen Umrisse berücksichtigenden Messungen und zwischen detaillierten — praktisch kaum möglichen — Messungen einzuhalten; wer möchte z. B. die Küstenlänge im Bereich der finnischen Schären ermitteln wollen? Die Tabelle S. 52 enthält zunächst die wirklichen, d. h. durch Messung und Schätzung ermittelten „Grenzlängen" (u). Unter Grenzlängen verstehen wir dabei nicht bloß die Küstenlängen, d. h. die Länge der Grenzen zwischen Wasser und Land, sondern es kommen noch gewisse Beträge für im Meere selbst verlaufende Grenzen hinzu, z. B. die Länge der konventionellen, oben S. 43 erörterten Grenzen des Atlantischen Ozeans gegen den Stillen und Indischen Ozean; ebenso bei den Nebenmeeren die Grenzen gegen den offenen Atlantischen Ozean selbst. Außer diesen Grenzlängen (u) finden wir nun in der Tabelle noch zwei weitere Reihen, die einer kurzen Erläuterung bedürfen. Jeder Teil des Atlantischen Ozeans, auch ein so wenig gegliederter wie z. B. die Nordsee, könnte begreiflicherweise noch wesentlich zusammengedrängter, kompakter in den Umrissen sein, ohne an Areal zu verlieren; da nun der Kreis, oder — bei großen Gebieten — die Kugelkappe den kleinstmöglichen Umfang geographischer Flächenobjekte besitzt, so ist es für die Erweckung einer sinnfälligen Anschauung von der

tatsächlichen Küstengliederung eines bestimmten Meeresgebietes praktisch, diesen kleinstmöglichen Umfang eines flächengleichen Kreises oder einer Kugelkappe auch anzugeben. Die Areale (F) des Atlantischen Ozeans und seiner Nebenmeere findet der Leser in § 10; die kleinstmögliche Grenzlänge (v) erhalten wir für den Kreis aus der Formel $v = \sqrt{4\pi F}$, für die Kugelkappe aus der Formel $v = \sqrt{4\pi F \frac{O-F}{O}}$, worin O das Areal der Gesamterdoberfläche = 510 Millionen qkm bedeutet[15]. Um neben diesen beiden Reihen absoluter Zahlen ein relatives Maß der Grenzengliederung zum unmittelbaren Vergleich der Küstenentwicklung der verschiedenen Meeresteile zu erhalten, wird endlich die Frage beantwortet, um wieviel Prozent die tatsächliche Grenzlänge (u) größer ist als die kleinstmögliche (v); diese Prozentzahlen, abgeleitet aus $100 \frac{u-v}{u}$, bilden die letzte Reihe der Tabelle.

Meeresgebiet	Wirkliche Grenzlänge u (km)	Kleinstmögliche Grenzlänge v (km)	Grenzengliederung $\frac{u-v}{u}$ (%)
1. Offener Atlantischer Ozean*	53 400	29 360	*45,0*
2. Nördl. Polarbecken und Europ. Nordmeer	35 500	13 240	*62,8*
3. Hudson-Bai	8 200	3 920	*52,1*
4. St.-Lorenz-Golf	3 700	1 660	*54,8*
5. Westind. Gewässer, inkl. Golf von Mexiko	13 000	7 590	*41,7*
6. Ostsee	5 600	2 260	*59,6*
7. Nordsee	4 400	2 680	*39,4*
8. Britische Gewässer	4 900	1 640	*66,7*
9. Mittelmeer und Schwarzes Meer	26 600	6 110	*77,0*

* In der auf S. 54 mitgeteilten Begrenzung.

Die Zahlen gewähren, so angenähert richtig sie auch nur sein können, immerhin ein Bild von der mehr oder weniger stark ausgeprägten Küstengliederung des Atlantischen Ozeans und seiner Teile. Wir sehen, daß die Grenzlänge des Atlantischen Ozeans im engeren Sinne ohne Verringerung des Areales auf nahezu die Hälfte des Betrages verkleinert werden könnte. Lassen wir das Nördliche Eismeer und die Hudson-Bai als für die Schiffahrt kaum in Betracht kommend weg, so ergibt sich für die Nebenmeere folgende in aufsteigender Reihe geordnete Folge hinsichtlich der Größe der Küstengliederung: Nordsee, Westindische Gewässer, St.-Lorenz-Golf, Ostsee, Britische Gewässer, Mittelmeer. Obwohl das von sehr einfachen Küstenlinien umschlossene Schwarze Meer mit hinzugerechnet ist, steht also das europäische Mittelmeer als Ganzes doch obenan; es hat weitaus den größten Reichtum an Küstengliederung aufzuweisen. Die 77 % sind der zahlenmäßige Ausdruck dafür, daß dies Mittelmeer seiner Küstenentwicklung nach schlechthin von keinem andren Meere der Welt übertroffen wird. Die westindischen Gewässer, einschließlich des Golfes von Mexiko, können in nicht wenigen Beziehungen mit dem Mittelmeer verglichen werden; gleichwohl beträgt ihre tatsächliche Küstenlänge noch nicht die Hälfte von der des Mittelmeeres, und dies, obschon sie ein größeres Areal einschließen. Gerade die kleineren Nebenmeere

waren in den früheren Zeiten, vor der transozeanischen Schiffahrtsepoche, am geeignetsten, eine den Schiffsverkehr erweckende und die Völker verbindende Kraft zu bewähren, wenn nur ihre Küsten ein genügendes Maß der Gliederung aufwiesen.

§ 10. Die Größe des Atlantischen Ozeans und seiner wichtigsten Inseln.

Wenn wir den Atlantischen Ozean als Naturobjekt würdigen und in seiner Bedeutung verstehen wollen, so müssen wir uns vor allem über seine räumliche Ausdehnung in der Oberfläche unterrichten und durch Vergleiche mit Landflächen eine Vorstellung von dem ungeheuer großen Areal zu gewinnen suchen, um das es sich handelt. Ohne einige Zahlen geht es dabei freilich nicht ab; wir geben zwei verschiedene Reihen davon. Die erste (hier unten) enthält — nach Krümmel[16] — die Größe des Rumpfes des Atlantischen Ozeans sowie aller seiner zum Teil in diesem Buche gar nicht weiter berücksichtigten großen und kleinen Nebenmeere; die zweite Reihe dagegen (S. 55) beruht auf einer neuen, planimetrischen Ausmessung des Atlantischen Ozeans in genau derjenigen Ausdehnung, die wir im vorliegenden Werke zugrunde gelegt haben (S 54), und zwar wurden dabei die Anteile nach Zonen von 10 zu 10° Breite berechnet. Die erste Reihe sieht so aus:

I.

Meeresgebiet	Areal in 1000 qkm		In °/o der Gesamtsumme
Offener Atlantischer Ozean	81 658		*77*
Nördl. Polarbecken und Europäisches Nordmeer	14 352*	Nebenmeere 24 538	*13,5**
Hudson-Bai	1 222		*1,1*
St.-Lorenz-Golf	219		*0,2*
Westindische Gewässer einschl. Golf von Mexiko	4 585		*4,3*
Ostsee	407		*0,4*
Nordsee	572		*0,5*
Britische Gewässer	213		*0,2*
Mittelmeer und Schwarzes Meer	2 968**		*2,8***
Atlantischer Ozean, einschließlich Nebenmeere	106 196		*100,0*

Wir beachten hier besonders auch die Prozentzahlen der letzten Reihe, um so mehr, als wir durch die meist nicht flächentreuen Karten mancher in höheren Breiten gelegenen Nebenmeere des Atlantischen Ozeans leicht einer durchaus unzutreffenden Meinung von der Größe gewisser atlantischer Gewässer unterliegen. Es entfallen hiernach auf den eigentlichen Atlantischen Ozean mehr als drei Viertel (77%) des Gesamtareals, und wenn das Nördliche Eismeer samt dem sogenannten Europäischen Nordmeer von Island—Fär Öer ab zum offenen Ozean hinzugerechnet wird, was für manche Fragen durchaus angebracht ist, so ergeben sich gar 90%, und nur knapp 10% verbleiben dann für die Nebenmeere im engeren Sinne. Drücken schon diese Prozentzahlen die relative Kleinheit der Nebenmeere aus — unsre Nord- und Ostsee zusammengerechnet

* Hiervon entfallen auf das Polarbecken selbst rund 9 330 000 qkm; also eine gewaltige Fläche, mehr als das Doppelte der westindischen Meere, nimmt das eiserfüllte Polarbecken ein.

** Hiervon entfallen auf das Schwarze Meer nur 453 500 qkm, ein zwischen dem der Nordsee und der Ostsee liegender Betrag.

machen noch nicht 1% der Gesamtoberfläche aus —, so werden uns die Verhältnisse noch anschaulicher durch die Darstellungen der Fig. 16 vorgeführt, in denen je ein Quadrat von 0,5 cm Seitenlänge ein Areal von 1 Million qkm vertreten soll. Gewiß sind die meisten atlantischen Nebenmeere, nämlich die der europäischen Seite des Ozeans, in geschichtlicher, kultureller, auch wirtschaftlicher Hinsicht von ungeheurer Bedeutung: vom Standpunkte einer rein physischen Geographie der atlantischen Gewässer betrachtet, bilden sie herzlich kleine Glieder eines Riesenleibes, und im Hinblick darauf, daß ein überwiegender Anteil moderner meereskundlicher Forschung gerade ihnen gewidmet wird, kann nicht eindringlich genug immer wieder davor gewarnt werden, daselbst gewonnene Anschauungen ohne weiteres, d. h. ohne nähere Prüfung auf den offenen Ozean zu übertragen. Die Größenverhältnisse zwischen Rumpf und Gliedern sind eben gar zu verschieden.

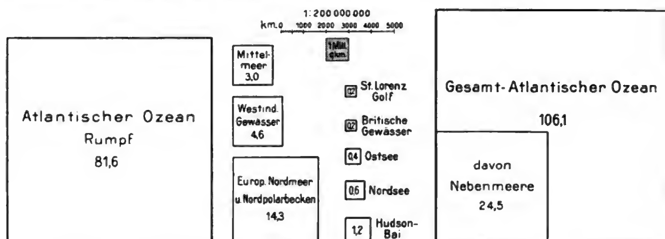


Fig. 16.

Flächeninhalte in Millionen Quadratkilometer.

Da die Oberfläche des gesamten Weltmeeres auf 361 Millionen qkm abgeschätzt ist, so nimmt der Atlantische Ozean einschließlich aller seiner Nebenmeere mit seinen 106 Millionen qkm 29% davon in Anspruch. Europa, Asien, Afrika, Australien und die Polarfestländer zusammengenommen sind immer noch etwas kleiner als der gesamte Atlantische Ozean; er ist 11 mal so groß als Europa und 2,5 mal so groß wie Asien. Die Ostsee, etwa dem Caspisee arealgleich, übertrifft um 55000 qkm das Königreich Preußen, die Nordsee um 32000 qkm das Deutsche Reich.

II.

Die zweite Reihe gilt dem Atlantischen Ozean im engeren Sinne, d. h. in der Ausdehnung, die aus reinen Zweckmäßigkeitsgründen speziell für das vorliegende Werk gewählt wurde (S. 44). Die Endsumme des Areals mit 90 900 000 qkm wird deshalb um 15,3 Millionen qkm kleiner als bei der Reihe I, weil das ganze nördliche Polarbecken nördlich von 80° N-Br., die Hudson-Bai, der St.-Lorenz-Golf, die britisch-deutschen Gewässer und das Mittelmeer samt Schwarzem Meer hier nicht berücksichtigt sind. Alle in den nachfolgenden Kapiteln meist am Ende der Abschnitte sich findenden statistischen Angaben gehen von diesem Areal (90,9 Millionen qkm) aus. Da die Erdoberfläche zu 510 Millionen qkm berechnet ist, so umfaßt der Atlantische Ozean in der hier gewählten Ausdehnung 18% davon.

Flächeninhalt des Atlantischen Ozeans.

Breitenzone	Areal in 1000 qkm	in % der Gesamtsumme
N-Br. 80—70	3182	*3,5*
70—60	3000	*3,3*
60—50	3545	*3,9*
50—40	5181	*5,7*
40—30	7000	*7,7*
30—20	9180	*10,1*
20—10	8181	*9,0*
10— 0	6545	*7,2*
Nordatlant. Ozean .	45814	*50,4*
S-Br. 0—10	6181	*6,8*
10—20	6090	*6,7*
20—30	6817	*7,5*
30—40	7544	*8,3*
40—50	7455	*8,2*
50—60	6090	*6,7*
60—70	4000	*4,4*
70—80	909	*1,0*
Südatlant. Ozean ..	45086	*49,6*
Ganzer Ozean	**90900**	*100,0*

Das Atlantische Meer in dieser Ausdehnung ist 9 mal so groß wie Europa, 3 mal so groß wie Afrika, 168 mal so groß wie das Deutsche Reich. Ein für viele, z. B. klimatologische Fragen wichtiges Moment haben wir nun in der zonalen Anordnung dieser gewaltigen Wasserflächen zu erblicken. Schon S. 46 wurde von der schlanken Gestalt des Ozeans gesprochen, von der starken Verjüngung, die seine Figur im Süden und besonders im Norden erfährt. Durchmustern wir die Prozentzahlen der vorstehenden Reihe, so sehen wir in der Tat, daß von dem Breitenstreifen 30—20° N. nach Norden und von dem Breitenstreifen 30—40° S. nach Süden die Arealgrößen ständig abnehmen. Den Breitenzonen von 10 bis 20° N-Br. und von 20 bis 30° N-Br. kommt mit über 8 und über 9 Millionen qkm, absolut genommen, die größte Fläche zu; hierfür sind die westindischen Gewässer einschließlich des Golfes von Mexiko entscheidend.

Der nordatlantische Teil mit 50,4 % der Gesamtfläche hat, praktisch genommen, dieselbe Ausdehnung wie der südatlantische Teil mit 49,6 %; im einzelnen finden wir aber nicht unwichtige Unterschiede. Das nordhemisphärische tropische Gebiet vom Äquator bis 30° N-Br. ist um 6 % größer als das entsprechende südhemisphärische; es unterliegen demnach auf nördlicher Breite erheblich größere Flächen der tropischen Insolation als auf südlicher Breite. Und anderseits sind die in den mittleren und höheren Breiten gelagerten atlantischen Gewässer arealkleiner auf N-Br. als auf S-Br., indem von 30 bis 70° N. 20,6 %, von 30 bis 70° S. aber 27,6 % (über ein Viertel) der ganzen atlantischen Flächen sich ausbreiten. Dies bedeutet wiederum von vornherein eine Bevorzugung des nordatlantischen Meeres, z. B. in thermischer Hinsicht. Denn soweit es sich um die Erwärmung hoher Breiten durch Strömungen, die aus den Tropen stammen, handelt, muß es wohl einen erheblichen Unterschied aus-

machen, ob eine verfügbare Wärmemenge auf 25,1 Millionen oder nur auf 18,7 Millionen qkm wirksam sich verteilt, und dasselbe gilt sinnentsprechend umgekehrt für den Transport kalter Wassermassen nach niedrigen Breiten: die größeren Flächen in den mittleren und hohen Südbreiten gestatten den Einbruch sehr mächtiger und kalter Wassermassen nach tropischen Breiten.

III. Die Inseln.

Weit verstreut über die schier unendlichen atlantischen Meeresflächen, verschwinden nahezu auf ihnen einige meist kleine Inseln und Inselgruppen[17], die, ohne Zusammenhang mit den begrenzenden Festländern zu haben, den Tiefen des atlantischen Meeres entsteigen. Warum die nachfolgend genannten Inseln als ozeanische zu gelten haben, und andre Inseln nicht, dies zu begründen, wird in dem geologischen Abschnitt die Stelle sein. Bei einer Reihenfolge von Norden nach Süden ergibt sich folgendes:

Jan Mayen	361 qkm	St. Pauls Rock	0,3 qkm
Island	105 000 „	Fernando Noronha	22 „
Fär Öer	1 333 „	Ascension	88 „
Bermudas	54 „	St. Helena	123 „
Fernando Po	1 998 „	Trinidad, Martin Vaz	15 „
San Thomé	929 „	Tristan da Cunha	116 „
Principé	151 „	Gough-Insel	73 „
3 kleine Inseln daselbst	32 „	Bouvet-Insel	44 „

Die Gesamtfläche dieser atlantischen Inseln beträgt etwa 110 340 qkm = $^1/_5$ Deutschlands und würde, wenn Island wegfiele, gar nur 5 340 qkm umfassen.

Neben den durchaus ozeanischen Inseln steht eine Reihe von Inseln, deren Lage an und für sich sie auch zu selbständigen, ozeanisch-atlantischen stempeln würde, die aber aus Gründen ihres inneren Baues doch nur als „kryptoozeanisch" gelten dürfen und daher eine Mittelstellung zwischen den eben aufgeführten und den unselbständigen Kontinentalinseln einnehmen. Dieser Gruppe können wir folgende zuweisen:

auf nördlicher Breite		auf südlicher Breite	
Kaiser-Franz-Josef-Land	etwa 50 000 qkm	Falkland-Inseln	12 532 qkm
Spitzbergen	69 500 „	Süd-Georgien	4 066 „
Bären-Insel	156 „	Süd-Sandwich-Inseln	430 „ (?)
Azoren	2 388 „	Süd-Orkney-Inseln	etwa 4 000 „
Madeira-Gruppe	815 „		
Canarische Inseln	7 624 „		
Kapverdesche Inseln	3 851 „		

Die Summe des Areals dieser Inseln ergibt 155 362 qkm; verbunden mit der Fläche der Inseln der vorhergehenden Gruppe würde der Gesamtbetrag immer erst rund 266 000 qkm sein oder dem halben Areal des Deutschen Reiches entsprechen. Und selbst wenn wir die westindischen Inseln, also die Großen und Kleinen Antillen, obwohl ihnen kontinentaler Charakter zukommt, zu den obenstehenden hinzurechnen wollten, da sie im Kartenbilde des Beschauers Blick mit zuerst auf sich ziehen, so würden wir immer nur rund 510 000 qkm, also eine der Ausdehnung Deutschlands gleichkommende Fläche erhalten.

Was will diese Zahl besagen gegenüber 91 Millionen qkm des Atlantischen Ozeans selbst. Ungemein arm also an Inseln, ärmer in dieser Hinsicht als die zwei andern großen Ozeane, so tritt uns die riesige Wasserwüste des atlantischen Weltmeeres entgegen.

Literaturnachweis zu Name, Grenzen, Größe des Atlantischen Ozeans.

[1] Vergleiche im allgemeinen KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, 2. Aufl., I. Band, Stuttgart 1907, S. 19, sowie die Atlanten von KRETSCHMER und NORDENSKJÖLD (zitiert oben S. 20). — [2] Seewarte, Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean, 3. Aufl., Hamburg 1910, S. 3 u. 4. — [3] KRÜMMEL, Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung, Berlin 1904, S. 24. — [4] KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie I., 2. Aufl., S. 18. — [5] PENCK, Morphologie der Erdoberfläche, I., S. 124 ff. — [6] KRÜMMEL, a. a. O. S. 16. — [7] ARLDT, in den Beiträgen zur Geophysik, Band VII, Tafel 7. Straßburg 1905. — [8] Seewarte, Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean, 3. Aufl. 1910, S. 5. — [9] Sur les distances moyennes à la côte dans les Océans, in Mémoires cour. publ. par l'Acad. de Belgique, Tome LVII, Bruxelles 1898/99. — [10] A. PHILIPPSON, Das Mittelmeergebiet, Leipzig 1904, S. 42, 59. — [11] SUPAN, Physische Erdkunde, 4. Aufl., 1908, S. 259. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche, I., S. 87. — [12] NEUMAYER, Neubearbeitung der nordatlantischen Dampferkarte, in „Aus dem Archiv der Seewarte", XXV., Hamburg 1902, S. 4–6. — [13] PENCK, a. a. O., S. 82 ff. — [14] KRÜMMEL, Morphologie der Meeresräume, Leipzig 1879, S. 56 ff. — [15] WAGNER, Lehrbuch der Geographie, 8. Aufl, I., Hannover 1908, S. 278 Anm. — [16] Kritisch bearbeitet und berechnet sind die Flächen der Ozeane in neuerer Zeit besonders von K. KARSTENS in „Neue Berechnung der mittleren Tiefe der Ozeane", Kiel und Leipzig 1894; dazu vgl. H. WAGNER, Areal und mittlere Erhebung der Landflächen sowie der Erdkruste, in GERLANDS Beiträge zur Geophysik, II. Band, 1895, sowie O. KRÜMMEL, Ozeanographie, 2. Aufl., Bd. I, Stuttgart 1907, S. 144. — [17] Areale der atlantischen Inseln sind in der unter [16] aufgeführten wichtigen Studie WAGNERS zu finden, außerdem in WAGNER und SUPAN, Bevölkerung der Erde, VIII. Ergänzungsheft Nr. 101 zu Peterm. Mitteil., Gotha 1892. Mehrere der atlantischen Inseln wurden, unabhängig davon, nach neueren Quellen planimetrisch ausgemessen.

Kapitel III.

Geologische Tatsachen im Bereiche des Atlantischen Ozeans.

§ 11. Geomorphologie der atlantischen Umrandungen.

(Tafel IV.)

Die Eigenheiten und Charakterzüge des atlantischen Küstenverlaufes lassen sich im großen — nicht im kleinen — einigermaßen verstehen, wenn wir die angrenzenden Kontinentalgebiete betrachten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Oberflächenformen und ihres inneren Baues, soweit er bekannt ist; es empfiehlt sich dazu ein Rundgang um das atlantische Tal im Sinne der Uhrzeigerbewegung, und zwar möge mit Afrika begonnen und mit Europa geendet werden.

Auf das Ungefügige der Umrißformen des afrikanischen Festlandes, das fast gar keine Küstengliederung zu erkennen gibt und dessen Küstenverlauf meist neutral, d. h. unabhängig von etwaigen Gebirgslinien verläuft, ist oft aufmerksam gemacht worden. In der Tat erschien die Strukturlosigkeit des afrikanischen Gestades von der Sahara bis zum Kapland — nur dieser Teil kommt zunächst in Betracht — sehr groß und in seinem geologischen Bau begründet; gewaltige Flächen in Nord- und Südafrika werden von 200—500 m hohen Tafelländern eingenommen, die zwar mehrfach auch in der Form von Inselberglandschaften zu größerer Seehöhe ansteigen und zu richtigen Hochflächen sich ausgestalten, aber im ganzen aus einförmigen, wesentlich horizontal gelagerten Schichten sogenannten Afrikasandsteins bestehen. So faßte man z. B. die westsudanische, durch den Niger erschlossene Tafel auf. Nur im Nordwesten finden wir im Atlas-Gebirge ein junges, tertiäres, mächtiges Faltengebirge mit Höhen bis über 2000 m und einer Richtung von ONO nach WSW sowie im Süden ein altes, das Kapländische Faltengebirge mit ähnlichen Höhen und einer wechselnden, vielfach WNW nach OSO einhaltenden Richtung.

Die neuere Forschung zeigte nun, daß, wenn auch diese auf Suess zurückgehende Auffassung im großen zutrifft, doch viel mannigfaltigere Verhältnisse herrschen [1a]. Ganz abgesehen von der eigentlichen Wüstentafel, die bei weitem nicht die orographische Eintönigkeit besitzt, die vielfach angenommen worden ist, begegnen wir z. B. im Hinterlande der zwischen Kap Verde und Kap Palmas ausgedehnten Gebiete einer Gebirgsrichtung von NW nach SO, so daß hier Küste und Gebirge parallel zu verlaufen scheinen, im Hinterlande von Togo und Dahomey aber einer Gebirgsrichtung SSW—NNO, zu der die dortige Lagunenküste quer zieht. Und südlich von der innersten Ecke des Guinea-Golfes, von Kamerun ab, treffen wir die 700—900 m hohe Schwelle von Niederguinea, die für das Kongobecken den nordwestlichen Rand hergibt, während das Angola-Hochland für dasselbe Becken den südwestlichen Rand bildet: in beiden Erhebungen

dürfen wir recht alte, kristallinische Rumpfgebirge erblicken, die, zusammen mit den tertiären Vulkanausbrüchen von Fernando Po und Kamerun, nicht in das Suesssche Schema sich einpassen lassen.

In Südamerika ist Ostpatagonien vom Ausgang der Magellan-Straße bis zur La-Plata-Mündung von flachgelagerten, tertiären Sedimenten bedeckt; daran schließt sich bis etwa zum Kap San Roque das im Mittel nur 500 m hohe brasilianische Rumpfgebirge, der Rest eines uralten, gefalteten Gneißgebirges, dessen Falten durch eine vom Ozean landwärts gerichtete Kraft entstanden und parallel zur Küste in NO—SW-Richtung verlaufen, so daß man hier wohl — mit Vorbehalt — sagen kann, daß der Küstenverlauf bis zu einem gewissen Grade durch den Gebirgsverlauf vorbestimmt sei. Weiter landeinwärts lagern über den archaischen Falten flache Tafeln verschiedenartigster Sedimentgesteine, die weitgehend im Laufe der Zeit wieder abgetragen wurden; die größten Höhen dieser ostbrasilianischen Masse liegen annähernd in der Mitte. Auch das Innere von Guiana scheint bei ähnlicher Entstehungsgeschichte eine ähnliche Gestalt zu haben, nur streichen die Falten wahrscheinlich quer zur Küste, von W nach O.

Sichereren Boden gewinnt die Darstellung an der Nordküste Südamerikas. Das Karibische Meer ist als ein Einbruchsbecken zwischen zwei Faltengebirgen zu betrachten; seine Südküste wird vollkommen streng von einem hochragenden Gebirge gebildet, der venezolanischen Küstenkordillere, die, älter als die pazifische Kordillere, bis nach Trinidad hinüberreicht. Die nördliche Umrandung der karibischen See stellt eine nur noch in großen und kleinen Bruchstücken vorhandene, von Suess aber in genialer Intuition im Geiste wieder aufgebaute zweite Kordillere dar, die sogenannte Antillenkordillere. Schon in Guatemala und Honduras beginnen ihre Falten, von W nach O und NO ziehend — die neueren Arbeiten Sappers[1b] bestätigen dies —; auf den Inseln und Bänken zwischen Zentralamerika und Jamaika überbrücken sie das Karibische Meer, treten im südöstlichsten Cuba, in Jamaika, besonders aber in Südhaïti, wo sie bis 3100 m Höhe erreichen, als Gebirgsketten archaischen Alters uns entgegen bei westöstlichem Streichen. Die Bruchstücke dieser Kordillere werden, je östlicher sie liegen, desto kleiner und sind schließlich in den Kleinen Antillen bei N—S-Richtung des Gebirges heute ganz verschwunden. Die gesamte Innenseite der andenartigen Umrandung des Karibischen Meeres zeigt reichen Vulkanismus, was nicht verwunderlich ist, wenn es sich um ein Einbruchsgebiet handelt; die Außenzone aber wird von mitteltertiären, auch noch jüngeren Kalken umsäumt, wir haben sie vor uns in Barbados, Barbuda, Sombrero, Turk I., den Caicos und den Bahamas.

Der größte Teil von Kuba — abgesehen von dem gefalteten SO-Rand —, das nördliche Ende der Yukatan-Halbinsel, nahezu die ganze Umrandung des Golfes von Mexiko und endlich Florida bilden Teile einer gemeinsamen, tertiären Kalksteinplatte von wesentlich horizontaler Lagerung. Die geologische Grenze zwischen dem Golf von Mexiko und dem Karibischen Meere verläuft somit etwa von Belize nach Santiago auf Kuba. Der Trog des mexikanischen Golfes stellt nur eine flache Einsenkung in einer horizontalen Scholle dar, das Karibische Meer dagegen ist ein Einbruchskessel zwischen zwei Faltengebirgen. Der natürliche Aufbau der Umrandung dieser zwei Meeresteile ist eben durchaus verschieden.

Der dritten großen Einheit, Nordamerika, begegnen wir auf unserem Rundgang zuerst in der schon genannten tertiären Kalksteinplatte der Golfküsten. An sie schließt sich nach Norden zu das palaeozoische Faltengebirge der Appalachen; es verläuft zwar in der

Hauptsache von SW nach NO, bestimmt aber mindestens bis 40° N-Br., ja noch weiter nördlich den Küstenverlauf nicht, indem es vom Meere durch die letzten Ausläufer der tertiären Kalksteinplatte sowie durch niedrige Kreide- und Triasbildungen getrennt bleibt. Daher gehört z. B. Nantucket-Island, Long-Island nicht zum Appalachen-System, wohl aber das Hudson-Tal, das einen Querbruch im Gebirge darstellt; eine Erhöhung des Meeresspiegels um 150 m würde hier genügen, um den Ozean mit dem Ontario-See in natürliche Verbindung zu setzen. Die Appalachen-Züge halten von der Breite von New York ab mehr eine S—N-Richtung ein bis zum St.-Lorenz-Strom, biegen an dessen Südufer wieder in die alte SW—NO-Richtung, erfüllen sowohl Neuschottland wie Neubraunschweig und setzen schließlich nach Neufundland hinüber, das in der Richtung SSW—NNO durchzogen wird, so daß an der Ostküste Neufundlands das Gebirge quer zum Küstenverlauf abbricht.

Die im St.-Lorenz-Golf gelegene große Insel Anticosti ist nicht appalachisch, vielmehr bereits ein Glied der mit dem linken Ufer des St. Lorenz und mit der Belle-Isle-Straße beginnenden, enorm weit ausgedehnten Kanadischen Tafel; ihr müssen wir alles Land bis zum Makenzie einschließlich der Hudson-Bai zurechnen. Der St. Lorenz stellt somit eine wichtige, geologisch-tektonische Scheide dar; nördlich von ihm herrschen fast ausschließlich flach gelagerte palaeozoische Sedimente, und auf dieser kanadischen Platte bildet das Hudson-Meer nur eine ganz flache, bis zu 150 m tiefe, also durchaus seichte Pfanne, die nicht als ein Einbruchsmeer zu deuten, vielmehr den nicht überspülten Teilen vollkommen gleich zu erachten ist.

Grönland besitzt ein Grundgerüst von gefaltetem Urgestein (Granit, Gneiß, Glimmerschiefer); darüber lagern vorwiegend horizontale mesozoische und tertiäre Ablagerungen, z. B. rote Sandsteine, so daß es besonders im Osten und Süden einem Tafellande ähnlich wird. Diesen Charakter hat vollkommen Spitzbergen und Franz-Joseph-Land, die Bruchstücke eines früher viel ausgedehnteren Kontinentalgebietes sein dürften: diese Rest-Inseln sind also Horste, stehen gebliebene Stücke einer Scholle, die alte silurische Ablagerungen, aus der Trias kohlenführende Sandsteine, aber auch tertiäre pflanzenführende Schichten, alle vorwiegend horizontal, enthält. Vulkanische Erscheinungen kennt man hier nirgends mit Sicherheit. Charakteristisch für Spitzbergen sind die mit dem Horstcharakter in tektonischer Beziehung stehenden großen meridionalen Brüche, die heute als Wasserstraßen zwischen den Inseln sich zeigen. Der nordischen Scholle oder Tafel gehören Island und Jan Mayen als vulkanisch-ozeanische Inseln nicht an, wohl aber ist ihr zuzurechnen die mit Spitzbergen gleichgebaute Bären-Insel; die Flachsee des Barents-Meeres läßt die Umgrenzung dieser polaren alten Festlandszone vermuten.

Mit Nowaja Semlja, das von einem dem Ural analogen Rumpfgebirge erfüllt ist, wird die vierte und letzte große Einheit der atlantischen Umrandungen erreicht, Europa. Für die Küstengebiete Europas darf die Mannigfaltigkeit ihres tektonischen Aufbaues als das charakteristische Merkmal gelten. Es haben Anteil an den europäischen Küstenlinien Schollen oder Tafeln von horizontaler Schichtenlagerung, zweitens alte Rumpfgebirge, drittens junge Faltengebirge, und wenn auch im großen ganzen in Nordosteuropa das Tafelland vorwiegt, in Westeuropa das Rumpfgebirge für weite Strecken charakteristisch ist, am südeuropäischen Mittelmeergestade das junge Faltengebirge dominiert, so ist gleichwohl regional ein bunter, durcheinandergehender Wechsel dieser drei Oberflächenformen vorhanden. — Das nördliche Rußland vom

Eismeer ab, Finnland und fast ganz Schweden bilden eine große Platte archäischer ungefalteter Gesteine, vergleichbar der kanadischen Platte; die Ostsee, ein Flachseegebiet, entspricht der Hudson-Bai und ist also ebensowenig wie diese ein Einbruchsbecken.

Weiter nach dem Atlantischen Ozean hin, in Norwegen, wird das Urgebirge von Teilen eines alten, heute zu einem Rumpfgebirge abradierten Faltengebirges überlagert, von Teilen des sogenannten Caledonischen Faltengebirges, die der norwegischen Küste erst den Gebirgscharakter verleihen, zumal wenn man sie von See aus sieht. Dies alte Faltengebirge zog von NO nach SW (s. Tafel IV) und erfüllt Norwegen und fast ganz Schottland, wo es zuerst studiert wurde und seinen Namen erhielt, und ist endlich im nordwestlichen Irland, in den Bergen des Donegal, vielleicht auch im Gebirge von Wales noch vorhanden. So wie das östliche Schweden und Finnland trotz ihrer Trennung durch die Ostsee ein geographisch einheitliches Gebilde sind, so stellen Norwegen und Nordschottland trotz ihrer Trennung durch die Nordsee eine tektonische Einheit dar. Der später zu schildernde Verlauf der 200-m-Tiefenlinie westlich von den britischen Inseln und entlang der norwegischen Küste macht dies noch verständlicher. Die britischen Inseln sitzen auf dem Sockel des europäischen Kontinents und sind in geomorphologischer Hinsicht gar keine Inseln. Auch die Küstenlinie Deutschlands, Dänemarks, Hollands, Belgiens und Frankreichs bis zur normannischen Halbinsel vertritt nur eine an sich bedeutungslose Isohypse oder Höhenlinie dieses europäischen Festlandssockels, ein Umstand, der für die Einreihung genannter Küsten in ein genetisches System entscheidet (§ 14). Zugleich ergibt sich, daß die innerhalb der 200-m-Linie gelegenen Inselgruppen der Hebriden, Orkneys und Shetlands ebenfalls kontinentalen Ursprungs sein müssen, was ihr dem caledonischen Gebirge entsprechender Aufbau aus alten Gneißen bestätigt. Die Hebriden sind dem schottischen Bergland vorgelagert, so wie die Lofoten Norwegen; die Minch entspricht dem Vestfjord. Auch der einsam weit im Ozean draußen liegende, für die Schiffahrt schon wiederholt so verhängnisvoll gewordene kleine Rockall-Felsen* ist kein echt ozeanisches Inselchen, er gehört vielmehr als ein äußerster und vereinzelter Vorposten noch zum europäischen Festland. Er liegt in 57° 36′ N-Br. und 13° 42′ W-Lg. auf einer 50 km breiten und 110 km langen Bank, erreicht eine Höhe von 21 m bei 90 m Umfang in der Wasserlinie und besteht aus einem porphyrartigen Granit[2].

Die Reste eines zweiten, alten Faltengebirges werden für den Aufbau der Südküste Irlands, der Südwestküste Englands und der Nordwestküste Frankreichs bedeutsam[3]: sie streichen zum Unterschiede von den caledonischen Falten west-östlich, brechen aber im allgemeinen auch quer zum Küstenverlaufe in die Tiefe ab wie jene. Anders die iberische Halbinsel; sie wird in der Hauptsache von einem plump umrissenen Hochplateau erfüllt, dessen Ränder steil zum Meere abstürzen. Trotz seiner nach Westen vorgeschobenen Lage ist das Land infolge der Ungunst seiner stromschnellenreichen Flüsse in höherem Grade vom Ozean abgesperrt als irgendein andres europäisches Gebiet. Nur im Nordwesten, in Galicien, wo westöstlichziehende Gebirgsreste die Küste ähnlich wie in der Bretagne aufschließen, findet man gute Häfen, denen aber eine bequeme Verbindung mit dem hochgelegenen Inland abgeht. Der spanischen *Meseta*, d. h. dem zentralen Rumpfgebirge, lagern sich nun zwei junge und hochragende Faltengebirge an zwei Stellen an, nämlich im Norden die einer absperrenden Mauer

* Eine Abbildung des Felsens s. in § 27.

vergleichbaren Pyrenäen, im Süden das von NO nach SW ziehende andalusische Gebirge, das, schon auf den Balearen nachweisbar, über die Gibraltar-Straße nach Süden setzt und im Atlas-Gebirge seine unmittelbare Fortsetzung findet. Deshalb gehört der Atlas geomorphologisch durchaus zu Europa.

Hiermit beginnt zugleich die für fast das ganze europäische Mittelmeer bezeichnende Vorherrschaft der jungen Kettengebirge. Nahezu die gesamte westliche Hälfte des Mittelmeeres ist von solchen Gebirgen eingefaßt; denn trotz aller Verschiedenheiten im einzelnen bilden der Apennin, die sizilianischen Bergzüge, der Atlas und die spanische Sierra Nevada eine tektonische Einheit, in welcher das westliche Becken des Mittelmeeres eingebettet liegt. Die Ähnlichkeit mit dem amerikanischen Mittelmeer ist somit nicht blos äußerlicher Natur; wie dort an der Innenseite der Kleinen Antillen und an der Venezuelaküste, so finden wir hier an der Innenseite der Bruchzone die Äußerungen sowohl längst erloschener (tertiärer) als auch noch fortdauernder vulkanischer Tätigkeit, an der Süd- und Ostküste Spaniens, in Pantellaria, im Aetna, im Stromboli, im Vesuvgebiet und in den zahlreichen alten Vulkanen nördlich bis zu den Albaner Bergen. Wie im amerikanischen Mittelmeer an die Karibische See der Golf von Mexiko sich anschließt und in eine horizontale Kalksteintafel eingelagert ist, so wird hier der südöstliche Teil des europäischen Mittelmeeres von der libyschen Wüstentafel, einem Teile der großen afrikanischen Sandsteinplatte, umrandet.

Im übrigen freilich erfüllen junge Kettengebirge die Küstenländer des östlichen Mittelmeeres; indem die einzelnen Ketten nicht bloß zwischen sich Platz zum Eindringen des Meeres lassen, sondern auch selbst noch vielfach zerstückelt und zerbrochen sind, meistens quer zum Küstenverlauf — besonders im griechischen Archipel —, entsteht jener beispiellose Reichtum der Küstengliederung, der für die geschichtliche Entwicklung der südöstlichen Balkanhalbinsel und des westlichen Kleinasiens so bedeutungsvoll wurde. Die mediterrane Zertrümmerung der Erdoberfläche in Becken und Schollen ist, da die beteiligten Faltengebirge von jugendlichem Alter sind, geologisch gesprochen, ebenfalls nicht alt und begann in der jüngeren Tertiärzeit; ja die verschiedenen kleinen, aber tiefen Becken des Ägäischen Meeres dürften sogar erst in der Diluvialzeit eingebrochen sein[4]. Diese Falten- und Bruchzone umfaßt auch noch das Marmara-Meer und die kleinasiatische Küste des Schwarzen Meeres. Die Nordküsten und nördlichen Teile des Schwarzen Meeres dagegen gehören samt dem seichten Azowschen Meere der russischen Schichttafel an und sind somit von tektonisch andrer, nicht mediterraner Bildung.

§ 12. **Zur Entstehungsgeschichte des Atlantischen Ozeans.**

Die Entstehung der Weltmeere überhaupt ist ein Problem. Wenn wir ihre Bodengestaltung betrachten (§ 17 ff), so wird ersichtlich, daß nicht an den zufällig tiefsten Stellen irgendwelcher Teile der Erdoberfläche das Salzwasser vor Urzeiten sich ansammelte, sondern daß das Wasser von eigenen und eigenartig geformten Becken und tiefen Mulden aufgenommen wird, deren Vorhandensein eine besondere Erklärung verlangt, besonders im Hinblick auf die große mittlere Tiefe, die mit 3700 m 4,5 mal größer ist als die mittlere Erhebung des Festlandes. Denken wir uns in die noch vor jeder geologischen Zeitrechnung liegenden Uranfänge der Bildung der Erdkruste zurück, so haben sich damals (nach heute ziemlich allgemein geteilter Ansicht) in der außerordentlich dichten und heißen Atmosphäre viele aus dem glühenden Erdinnern stammende

Stoffe in vergastem und zersetztem Zustande befunden, die bei fortschreitender Abkühlung des Erdballs zum Niederschlag gelangten; so wurde auch in gewaltigen Eruptionen unter hohem Druck aus dem Erdinnern Kochsalz und Wasserstoff gepreßt, die, indem der Wasserstoff mit dem Sauerstoff der Luft sich zu Wasserdampf verband, bei Kondensation das Meerwasser lieferten, etwa so, wie wir noch heute bei manchen Vulkanausbrüchen Kochsalzauswurf oder Chlorwasserstoffdämpfe beobachten.

In diesem Urmeere müssen dann sehr frühzeitig Temperaturunterschiede zwischen Pol und Äquator sich ausgebildet haben, wodurch zugleich das kalte Bodenwasser geschaffen wurde. Von da an bestand auch ein allmählich sich steigernder Wärmegegensatz zwischen dem Boden des Weltmeeres und dem festen Lande in gleicher Tiefe; beobachten wir doch heutzutage im Ozean bei etwa 4000 m Tiefe fast 0°, unter dem festen Lande aber haben wir in derselben Tiefe von 4000 m eine Temperatur von rund 135° anzunehmen. Dieser Wärmegegensatz, der sich von den frühesten Epochen der Erdgeschichte her verschärft hat, muß dahin gewirkt haben, daß unter dem kalten Meere die Erdkruste schneller sich abkühlte und abkühlt als unter dem Festland, sowie, daß die dem Abkühlungsvorgang entsprechende Zusammenziehung und das Einsinken der Erdkruste erheblich schneller unter dem Meere erfolgt als unter dem Festland: mit andern Worten, relativ zum Land sinkt der Meeresboden ständig, und das Meer hat die Tendenz, im Laufe der Jahrmillionen immer tiefer zu werden. Auf diese Weise erklärt eine neuzeitliche, ansprechende Hypothese[5a] die Entstehung der Weltmeere mit ihrem Salzgehalt als einer Ureigenschaft und zugleich die durchschnittlich so außerordentlich große Tiefe der Meere. Diese Hypothese setzt allerdings voraus, daß wenigstens in den gröbsten Umrissen die drei großen Weltmeere von Anfang an ihre Lage beibehalten haben, daß sie permanent sind, wie man sagt[5b]; dies dürfte in der Tat für den räumlich größten, den Stillen Ozean, in der Hauptsache zutreffen.

Dem Atlantischen Ozean wird ziemlich allgemein eine wechselvollere Geschichte zugesprochen; er soll innerhalb der geologisch näher bekannten Zeiträume recht wesentliche, zeitweise fast vollkommene Verlagerungen seiner Grenzen erlebt haben, und die soeben nach geophysikalischem Standpunkt entwickelte Hypothese von der Beharrung der Tiefseeböden würde auf ihn nur recht wenig zutreffen. Es kann aber bei der Ungewißheit all' dieser Dinge dieser Zwiespalt ruhig hingenommen werden. Geologische und biologische Erwägungen, d. h. Gründe, die aus der geographischen Verbreitung gewisser geologischer Bildungen und bestimmter Pflanzen und Tiere hergeleitet werden, sprechen gemeinsam für erhebliche Veränderungen der uns geläufigen Verteilung des Wassers und Festlandes im atlantischen Bereiche.

Dem Atlantischen Ozean in seiner heutigen Ausbildung als einem S-förmig gekrümmten Riesentale zwischen Amerika und Europa — Afrika wird von vielen Geologen eine verhältnismäßig jugendliche, etwa tertiäre Entstehung zugesprochen. Fig. 17 und 18 lassen erkennen, welche gewaltigen Änderungen seit dem palaeozoischen und mesozoischen Zeitalter stattgefunden haben sollen. Die Forscher, die diese Kartenbilder entworfen haben[6], wollen damit nur sagen, daß eine derartige Land- und Wasserverteilung den von ihnen zusammengestellten Tatsachen entsprechen würde; ob die Verteilung im einzelnen nur annähernd so gewesen, bleibt gänzlich ungewiß. Mit diesem Vorbehalt läßt sich entnehmen, daß am Ende der Steinkohlenzeit kein Atlantischer Ozean im heutigen Sinne existierte. Grönland und Nordamerika waren mit Europa, Südamerika mit Afrika verbunden; ein großes Mittelmeer zog aber vom Stillen Ozean, der schon

in seiner Gestalt angenähert vorhanden war, über das heutige Zentralamerika hinweg zum heutigen Mittelmeergebiet und weiter östlich nach Zentralasien hinein. Nicht viel anders zur Zeit des oberen Jura: das große Mittelmeer finden wir noch immer oder wiederum, es umfaßt sogar ganz Mitteleuropa und hat wahrscheinlich Verbindung mit dem Polarmeer im Norden. Doch liegt eine Reihe Inseln im heutigen West- und Mitteleuropa, und Skandinavien nebst Finnland war ebenfalls Festland, desgleichen ist ein großer Nordamerika, Island und Grönland umfassender Kontinent vorhanden. Ein zweiter Riesenkontinent schließt Afrika mit Ausnahme des noch nicht existierenden Atlas-Gebirges und Südamerika mit Ausnahme der ebenfalls noch fehlenden Anden zu-

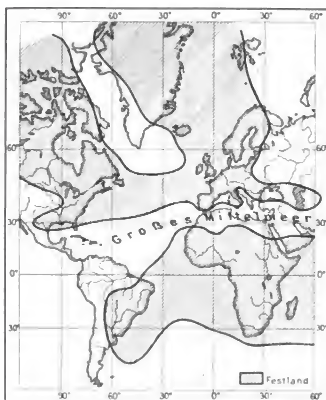


Fig. 17.

Das Gebiet des Atlantischen Ozeans am Schluß der Steinkohlenzeit.

(Nach Frech.)

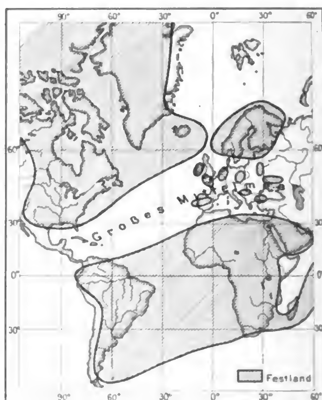


Fig. 18.

Das Gebiet des Atlantischen Ozeans zur Zeit des oberen Jura.

(Nach Neumayr.)

sammen. Das Meer der Juraperiode muß speziell in Europa und Nordasien sehr verschieden tief gewesen sein; die jurassischen Ablagerungen Sibiriens sind Seichtwasserbildungen, während der Jura des Alpengebietes in hohen Gebirgen gefaltet auftritt und auf Tiefseesedimente, die in wenigstens 4000 m Tiefe gebildet wurden, schließen läßt. Wenn aber seit jener Erdepoche diese Schichtgesteine zu solchen gewaltigen hochragenden Gebirgen über dem Meere gefaltet werden konnten, dann wird man auch umgekehrt das Absinken, Zerbrechen und Verschwinden des Südamerika und Afrika verbindenden, großen Kontinentes der Jurazeit annehmen können. Bruchstücke dieses mesozoischen Südkontinentes liegen vielleicht in der nichteruptiven Unterlage einzelner Kapverdescher Inseln vor.

Erst während des alttertiären Zeitalters scheint sich der Atlantische Ozean der Hauptsache nach in seiner heutigen Gestalt gebildet zu haben, zu derselben Zeit, in die auch die Entstehung der meisten jungen Faltengebirge, die wir heute kennen, verlegt wird. Ist dies richtig, dann folgt daraus noch ein weiteres über das Alter des Roten Tones am Boden des heutigen Südatlantischen Ozeans: die 3 Gebiete, für die er daselbst nachgewiesen ist (Tafel VI), waren in der Juraperiode noch Festland; die Absetzung des Tons kann daselbst also erst seit der Tertiärzeit begonnen haben.

Wenn auch das atlantische Tal in seiner Gesamtanlage seit der ersten Hälfte der Tertiärzeit besteht, so traten doch viele und wichtige Veränderungen seitdem noch ein; manche Meeresteile sind erst viel später entstanden. So hat z. B. im Mitteltertiär, in der Miocänzeit bis in die Diluvialzeit hinein eine bedeutungsvolle feste Landverbindung zwischen Grönland, Island, den Fär Öer und Schottland bestanden, auf die wohl mittelbar der heutige 400—600 m tiefe, unterseeische, die genannten Länder verbindende Rücken zurückzuführen ist[7]; auch Spitzbergen und das Baffinsland haben diesem Festlandsgebiet zugehört. Das Vorkommen gleichartiger mitteltertiärer pflanzenführender Schichten auf allen den genannten Inseln und Festlandsteilen läßt mit großer Sicherheit diese Verbindung rekonstruieren; charakteristisch ist für sie zugleich die damalige Ausdehnung eines sehr milden Klimas bis nach Grönland (Fig. 19).

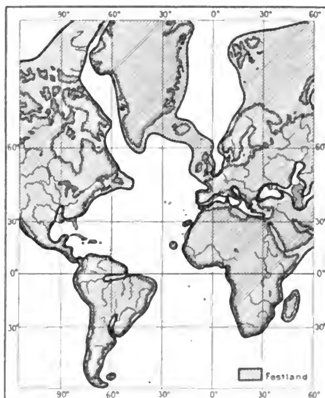


Fig. 19.
Das Gebiet des Atlantischen Ozeans in der Pliocänzeit.
(Nach KOKEN.)

Immer ähnlicher wird allmählich der Verlauf der atlantischen Grenzen den heutigen. Im Pliocän, an der Schwelle zu der in die Gegenwart hineinragenden quartären Periode, beginnt insbesondere der Zusammenbruch der mediterranen Gebirgssysteme. Der Gürtel der Faltengebirge, die sich im Miocän aufgetürmt haben, fällt nunmehr einer weitgehenden Zertrümmerung anheim; in dem ursprünglich zusammenhängenden Gebirgsbogen des Atlas und des andalusischen Gebirges entsteht durch Querbruch die Straße von Gibraltar, womit die etwa 14 km breite und 300 m tiefe Öffnung zum Ozean geschaffen wurde. Als noch jünger gilt das Ägäische Meer, dessen zahlreiche kleinen und großen Kessel erst in der Diluvialzeit eingebrochen sein dürften. In dieser Periode auch wurde durch eine allgemeine Landsenkung das Schwarze Meer und Marmarameer mit dem Mittelmeer verbunden; die engen und gewundenen heutigen Meeresgassen des Bosporus, der Dardanellen, des Euripus können aber nicht einfach durch Bruch einer Scholle oder Gebirgskette entstanden sein, sie sind vielmehr alte, im Pliocän ausgebildete große Flußtäler, die durch die diluviale Senkung in ihrem ganzen Profil unter Wasser gesetzt wurden[8].

Für die nördlichen Gebiete des heutigen Atlantischen Ozeans hat dann die einen bestimmten Teil der Diluvialperiode ausfüllende Eiszeit* große Bedeutung erlangt; die in die kanadische und schwedisch-finnische Tafel eingelagerten flachen Pfannen der Hudson-Bai und der Ostsee einschließlich des Weißen Meeres haben erst während und nach dieser allgemeinen Vereisung der nördlichen Polarkalotte einerseits durch die ausräumende und ausschürfende Tätigkeit des Gletschereises, anderseits durch die Aufschüttung des zurückbleibenden Moränenmateriales ihre heutige Form erhalten. Auf Tafel IV finden wir die Südgrenze der Verbreitung dieser Eismengen eingetragen[9]. Es ist sehr wichtig, dabei zu beachten, daß die Eismassen vorzugsweise eine Richtung von NO nach SW eingehalten und in dieser Richtung das Gebiet der Nordsee zwar auch überschritten und die Britischen Inseln erreicht, dies westlichste Gebiet aber — bei ihrem Rückzuge — auch zuerst wieder verlassen haben. In der Nordsee sind daher die allbekannten nordischen Gesteinsbrocken als Moränenmaterial zwar ebenfalls niedergesunken, sind aber von einer sicherlich mehrere Jahrtausende länger als in der Ostsee anhaltenden Sedimentation, die in der Nordsee noch durch die Gezeitenströmungen mächtig unterstützt wurde, fast ganz wieder eingehüllt worden; nur an sehr wenigen Stellen, wie z. B. auf Borkumriff-Grund, begegnen wir steinigem Nordseeboden. Der Ostseeboden dagegen trägt von der diluvialen Eiszeit her durchweg eine Unmenge unverhüllter Einzelsteine, Steingründe und Blockpackungen, die z. T. wie Adler-Grund u. a. m. der Schiffahrt höchst gefährlich sind. Dieser Unterschied in der Bodenbeschaffenheit der beiden Meeresteile ist so wesentlich und durchgreifend, daß fast allein durch den ungünstigen Ostseeboden die Unmöglichkeit, die Schleppnetzfischerei mit Dampfbetrieb in der Ostsee einzuführen, bedingt wird.

In die Eiszeit fällt endlich auch die Abtrennung der Britischen Inseln vom Festland, die Entstehung des Englischen Kanals und der Straße von Dover.

Wie für die in unsren Figuren 17 bis 19 dargestellte Carbon-, Jura- und Pliocänzeit, so kann man für alle übrigen Epochen bis zur Gegenwart auf Grund geologischer und biologischer Schlüsse Karten der wahrscheinlichen Verteilung von Wasser und Land im Bereiche des heutigen Atlantischen Ozeans zeichnen; sie sind auch tatsächlich gezeichnet worden, um die gesamte geologische Entwicklung dieses Meeres versuchsweise klar zu stellen[9a]. Gemeinsam tritt auf allen solchen Karten dies heraus, daß, unbeschadet der weitgehenden Veränderungen der Kontinentalverbindungen, eine große Dauerhaftigkeit für den mittleren Teil des Nordatlantischen Ozeans, etwa zwischen 20 und 40° N.-Br., ziemlich gesichert erscheint. Über der mittelmeerischen Zone von Westindien bis Syrien wogt seit Urzeiten das Weltmeer ununterbrochen; insoweit kann von einer allerdings nur auf einen Teil beschränkten Permanenz des Atlantischen Ozeans wohl gesprochen werden.

Und so alt ist jedenfalls die uns geläufige Gestalt des atlantischen Tales, daß zu Lebzeiten des Menschengeschlechtes niemals Festland in solchen Gegenden bestanden hat, wo wir den offenen Ozean heute rauschen hören, am wenigsten westlich von der Straße von Gibraltar. Gleichwohl verlegt gerade dahin ein Mythus das rätselhafte Festland Atlantis. Plato erzählt in seinen Dialogen von einer aus Ägypten stammenden Sage, nach der im Westen der Säulen des Herkules eine große Insel bestanden haben soll, größer als Asien und Libyen zusammengenommen, bewohnt von einem mächtigen,

* Über die Wirkungen der Eiszeit auf der Südhemisphäre, im Bereiche des Südatlantischen Ozeans haben wir noch keine ausreichende Vorstellung; das diluviale Landeis dürfte von Süden her den 60. Breitenparallel nicht überschritten haben, da die ozeanischen Tiefen dort sehr beträchtlich sind.

kultivierten Volke; diese Atlantis sei dann innerhalb weniger Stunden in furchtbarer Katastrophe von den Wogen des Ozeans verschlungen worden. Nun, die Wissenschaft vermag das frühere Vorhandensein eines solchen Festlandes nicht anzuerkennen: diese Atlantis hat nie bestanden, gerade in diesen Breiten fordern alle Tatsachen übereinstimmend die Wasserbedeckung von Anfang an[9b].

§ 13. Rezente Niveauveränderungen an den atlantischen Küsten.

(Tafel IV.)

Die Kräfte, die bei den säkularen Veränderungen der atlantischen Küsten vereint oder vereinzelt wirksam gewesen und die vorzugsweise in Senkungen und Einbrüchen, aber auch in Hebungen sich geäußert haben müssen, sind heute, in historischer Zeit, ebenfalls noch vorhanden. Wenn uns die Grenzen zwischen Weltmeer und Kontinent im großen ganzen als dauernd gegeben erscheinen, so kann daran lediglich die Kurzlebigkeit des Menschengeschlechtes schuld sein; ist doch die Gegenwart nur ein Querschnitt durch die endlose Geschichte der physischen Welt. Gleichwohl vermögen wir an nicht wenigen Stellen der atlantischen Küsten direkt und verhältnismäßig leicht zu beobachten, daß die Grenze zwischen Land und Meer zum mindesten seit der Diluvialzeit Verschiebungen erfahren haben muß, und im Quartär und in der Gegenwart noch fortdauernde Verschiebungen erfährt. Schwierig ist jedoch die Deutung des in Betracht kommenden Vorganges als solchen. Wenn z. B. an einer Küste das Meer gegenüber dem Lande an Ausdehnung gewinnt, so kann der Vorgang tektonischer Natur sein, d. h. es kann infolge einer abwärts gerichteten Bewegung der Erdkruste das Land sinken oder es kann infolge vielleicht zunächst nicht nachweisbarer Ursachen der Meeresspiegel dauernd steigen. Es kann endlich drittens — bei an sich ungeändert bleibender relativer Lage von Meeresspiegel und Festland — lediglich durch die Wirkung der Brandung ein Eindringen des Meeres in das Land zustande kommen. In den beiden ersten Fällen liegen vertikale Niveauveränderungen vor (tektonische Strandverschiebungen); die dritte Möglichkeit (mechanische Strandverschiebung) setzt ein Zurückweichen der Küstenlinie in horizontaler Richtung voraus.

Und so auch umgekehrt: gewinnt das Land gegenüber dem Meere, so kann eine Hebung des Landes, eine Senkung des Meeresspiegels oder endlich — beim Fehlen eigentlicher Niveauveränderung — eine Anschwemmung von Sedimenten den Vorgang erklären.

A. Tektonische Strandverschiebungen.

Wo im Küstengebiet des Atlantischen Ozeans hebt sich das Land? wo sinkt es? Schon durch die Fragestellung soll angedeutet sein, daß hier die Ansicht vertreten wird, daß im allgemeinen das feste Land die Niveauänderungen an den einzelnen Stellen herbeiführt. Da aber immerhin in besonderen Fällen auch der Meeresspiegel senkrechte Verschiebungen lokaler Natur erleiden kann, so sind auf Tafel IV und gelegentlich auch in den folgenden Zeilen die sozusagen neutralen und von SUPAN[10] vorgeschlagenen Bezeichnungen gewählt, nämlich marine Strandverschiebung, wenn das Meer gewinnt durch Senkung des Landes oder Steigen des Meeresspiegels, kontinentale Strandverschiebung, wenn das Land gewinnt durch Hebung des Landes oder Fallen des Meeresspiegels. Sehr verschieden voneinander sind ältere[11] und neuere[12] kartographische Darstellungen der atlantischen Niveauveränderungen. Sicher festgestellt dürfte in der Hauptsache folgendes sein.

Skandinavien tritt uns als das klassische Land kontinentaler Strandverschiebungen entgegen; es wächst heraus, in die Höhe. Viel beschrieben sind im besonderen die norwegischen Strandlinien und Terrassen, die als alte Wasserstandsmarken bis weit in das Innere des Landes, über das Fjordgebiet landeinwärts bis zu 100 m Meereshöhe und darüber nachgewiesen wurden. Diese Zeichen eines früheren, erheblich höheren Meeresspiegels liegen aber nicht in gleicher, heutiger Meereshöhe, sondern in unregelmäßig wechselndem Niveau, im allgemeinen in um so größerer Höhe, je weiter wir im Innern des Landes uns befinden und außerdem an der schwedischen Seite in größerer Höhe als an der norwegischen. Eine obere, bei Hammerfest vorhandene Strandlinie liegt in 29 m Meereshöhe, dieselbe Linie findet sich im Altenfjord in 67 m; sie ist an der schwedischen Seite bei Norrköping in 130 m, bei Hudiksvall gar in 213 m Seehöhe zu suchen. Da also die heutigen Isohypsen den alten Strandlinien nicht parallel laufen, könnte man an eine zur Zeit der Entstehung der Linien eingetretene Deformation des Meeresspiegels denken, die etwa durch die Eiskappe zur Zeit der großen diluvialen Vereisung hervorgerufen wäre; doch haben übereinstimmende Rechnungen gezeigt, daß diese Eiskappe auch nicht annähernd die vorhandenen großen Unregelmäßigkeiten bedingt haben kann. Es muß daher eine tatsächliche, aber ungleichmäßige Hebung des Landes vorliegen; sie geht auch heute noch fort, wenigstens wurde sie für die schwedisch-finnische Küste nachgewiesen und nach Pegelablesungen zu durchschnittlich 1 cm im Jahr angegeben.

Deutliche Beweise für quartäre Niveauveränderungen in demselben Sinne, daß das Land aufsteigt, liegen ferner aus fast allen andern um den nördlichsten Atlantischen Ozean gruppierten Küstenländern vor; so z. B. aus Großbritannien und Irland — an der Südküste Englands ist die kontinentale Strandverschiebung in jetziger Zeit zum Stillstand gekommen —, aus Nowaja Semlja, wo man diluviale Strandterrassen bis zu 300 m Meereshöhe gefunden hat, aus Spitzbergen, wo sie bis 130 m hinaufreichen. Auch von Island und der Westküste Grönlands wird Landgewinn berichtet, da man die Reste noch jetzt dort lebender Muscheln in um so größeren Höhen an der Küste gefunden hat, je nördlicher man ist; auch Grönland unterliegt also wohl wie Skandinavien einer ungleichmäßigen Hebung*. Um die in ihrem geologischen Bau der Ostsee ähnliche Hudson-Bai laufen ebenso wie um manche Ostseeküsten alte Strandlinien, und zwar in Höhen von 20 bis 210 m. Auch für den übrigen Teil der kanadischen Tafel und für Neufundland-Neubraunschweig liegen die gleichen Anzeichen einer Niveauveränderung vor. Man wird also von einer ziemlich allgemeinen, die nordpolaren Küstenländer des offenen Atlantischen Ozeans umfassenden kontinentalen Strandverschiebung in der Jetztzeit reden dürfen.

Da ist es nun bemerkenswert, daß auch die südatlantischen Umrandungen in den höheren Breiten die gleiche Niveauveränderung vermuten lassen: im Kaplande wie in Patagonien und an der chilenischen Küste dieselben Strandlinien, oft in deutlichem,

* Vor dieser Hebung, und zwar höchstwahrscheinlich in der Eiszeit, müssen die meisten der genannten Küstengebiete eine marine Strandverschiebung, wohl eine Senkung des Landes durchgemacht haben; dies gilt z. B. von den nordischen Fjordküsten, wo alte Flußtäler unter Wasser gesetzt sind. Dies gilt aber auch von den hafen- und buchtenreichen Gestaden der SW-Ecke Englands und Irlands, der NW-Ecke Frankreichs und Spaniens, wo alte Rumpfgebirgsketten quer zur Küste abbrechen und das Meer bei der Senkung in die zwischen den Ketten befindlichen Täler eintrat („Riasküsten", S. 74) und schöne Buchten schuf.

mehrfachem Stufenbau übereinander; ähnliche Muschelbänke wie im Norden, kurz, dieselben Beweise oder doch Anzeichen für Hebung der Küstengebiete. Sie fehlen auch nicht in den mittleren und niedrigen Breiten des Atlantischen Ozeans; nur sind für diese Gegenden die Angaben meistens noch sehr unsicher, da solch deutliche Beweise wie die Strandlinien fehlen und, zumal an den tropischen Küsten, die geographische Kenntnis im allgemeinen weniger tief geht. So kommt es, daß für ein und dieselbe Strecke manchmal eine kontinentale und zugleich auch eine marine Strandverschiebung rezenter Art gemeldet ist. Eine Hebung des Landes z. B. wird für die Ostküste von Brasilien, für die Küste von Guiana angenommen, für Barbados und die am Außenrand der Antillen liegenden korallinen Krustenriffe bis zu den Bahamas, auch für den nördlichen Teil der Küste des Golfes von Mexiko. Auf der europäisch-afrikanischen Seite sind vom Mittelmeergebiet der rezenten Hebung verdächtig die Südostküste von Spanien, die Nordküste von Algier, die syrische Küste und die Umrandung des Schwarzen Meeres, d. h. sowohl Faltengebirge wie Tafelländer. Gleichzeitig wird aber für den ganzen östlichen Teil des Mittelmeeres, welcher, wie wir S. 62 sahen, der großen Einbruchszone der tertiären Faltengebirge im wesentlichen seinen morphologischen Charakter verdankt, eine quartäre Senkung angenommen.

Tektonische Senkungen der Erdkruste an der Grenze von Wasser und Land lassen sich begreiflicherweise viel schwieriger als die Hebungen feststellen, da der steigende Wasserspiegel die früheren Spuren menschlicher Tätigkeit, wie z. B. Ansiedlungen, überspült und verdeckt. Jütland, die deutsche Nordseeküste, die holländische, belgische und französische Küste bis zur Normandie zeigen nach ziemlich allgemein geteilter Auffassung säkulare Senkung des Landes; ob diese Senkung aber ihrerseits durch eine reale Krustenbewegung bedingt oder nur auf Zusammensackungen des Bodens zumal in den Schwemmlandgegenden zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden[13]. Jedenfalls wirkt hier auch die abtragende Brandung, also ein in horizontaler Richtung fortschreitender Faktor ganz erheblich mit an dem Endergebnis, an dem anhaltenden Landverlust, der in historischer Zeit speziell für die holländische Küste (Zuider-See usw.) und für die deutschen Halligen unwiderleglich nachgewiesen und mehrfach in detaillierten Karten beschrieben ist (S. 70). — Ähnlich mögen die Verhältnisse an der Ostküste der Vereinigten Staaten liegen; von ungefähr 40° N-Br., der Breite von New York ab nach Süden nicht ganz bis Florida hin, gewinnt der Atlantische Ozean gegenüber dem Festlande an Terrain. Vom Golf von Honduras meldet Sapper[14] eine Senkung der Küste; eine solche wird endlich für das Mündungsgebiet des Amazonas angenommen, da hier ständig gewaltige Landverluste an das Meer stattfinden, die Brandung aber nicht so schwer ist, daß ihr allein diese Verluste zugeschrieben werden könnten.

B. Mechanische Strandverschiebungen.

Es wurde oben (S. 67) schon angedeutet, daß ein Zurückweichen der Küstenlinie außer durch Senkung des Landes auch durch die Kraft der Wellen, durch die Brandung, bewirkt werden kann, und soeben bemerkt, daß dieser Faktor sicher bei den Landverlusten an den holländisch-deutschen Flachküsten eine Rolle spiele. In der Tat, der Anwohner der Nordseeküste kennt die verderbliche Wirkung der NW-Stürme, der Anwohner der Ostseeküste die der N- und NO-Stürme und ihrer verheerenden Brandung nur zu gut; es lassen sich durch die Brandung verursachte Strandverschiebungen oft schon im Laufe von ein paar Jahrhunderten, ja einer Generation nachweisen. Manchmal

genügt ein schwerer Sturm mit seinem Wogenandrang, um große Stücke Landes zu vernichten, wie es z. B. in der Nacht vom 11. zum 12. Oktober 1634 geschah, als die Frieseninsel Nordstrand in zwei Stücke, die heutigen Halligen Pellworm und Nordstrand, zerrissen und auf etwa ein Viertel des früheren Umfanges reduziert wurde, wobei über 6400 Menschen umkamen[15]. Daß Helgoland auch in geschichtlicher Zeit immer kleiner geworden, wissen wir[16]. Der Dollart entstand erst 1277; die allmähliche Herausbildung der Zuider-See aus dem früheren Süßwassersee Flevo und die gewaltigen Landverluste der Niederlande seit dem 1. Jahrhundert n. Chr. mögen unsre zwei kleinen Kärtchen, Fig. 20 und 21, veranschaulichen[17]. An der Nordküste Frankreichs wird für die zwischen Cherbourg und Boulogne liegende Küstenstrecke, die dort nicht Schwemmland ist wie Holland, sondern aus ziemlich widerstandsfähigen Jura- und Kreideschichten besteht,



Fig. 20.
Die Niederlande im 1. Jahrhundert n. Chr.
(Nach Kuyper.)



Fig. 21.
Die Niederlande in der Jetztzeit.

der jährliche Abgang an Land auf 5,5 Millionen cbm Gestein geschätzt und das Zurückweichen der Küstenlinie, da wo sie nicht durch Kunstbauten geschützt ist, auf 0,3 m im Jahr angegeben. Unter Hinzurechnung der englischen Südküste wird der Betrag des alljährlich den Gestaden des Englischen Kanals durch den Atlantischen Ozean entrissenen Materials mit 10 Millionen cbm eher zu niedrig als zu hoch veranschlagt sein[18]: dies gibt eine Vorstellung von den ungeheuren Abtragungen, die dieser Ozean an der Gesamtsumme seiner Küsten bewirkt, seit geologischen Zeiträumen bewirkt!

Freilich muß dabei die jeweilige Gesteinsbeschaffenheit berücksichtigt werden; in sehr hartem Gestein wird das Meer auch sehr hart und andauernd arbeiten müssen, ehe es nur eine geringfügige Hohlkehle schafft. An der algerischen Nordküste, die bei vielfach auflandigen Winden starke Brandung aufweist, kann nach Th. Fischer für Tipasa, wo ein spätrömischer Lager- und Landeplatz war, dessen Außenkante noch

deutlich erkennbar ist, der Rückgang des Landes in 1200 Jahren auf etwa 15 m oder nur 12 mm im Jahr geschätzt werden[19].

Allgemein dürfen die Westküsten Europas als diejenigen bezeichnet werden, die in besonders hohem Grade dem Anprall des atlantischen Seeganges ausgesetzt sind; im Westwindgebiet gelegen, müssen sie die ganze Wucht der Wogen jahraus, jahrein empfinden. In Norwegen ist ein ausschließliches Werk der Brandung die sogenannte Strandebene (*Strandfladen*), die nicht mit den oben S. 68 erwähnten Strandlinien verwechselt werden darf. Weit nach See hinaus, in einigen Fällen sogar 30 bis 50 km breit, erstreckt sich eine im ganzen fast vollkommen wagerechte, ebene Fläche, die aber durch gerundete Felsen und untermeerische Fjordtäler in einzelne, kleine ebene Flächen zerschnitten ist; den Boden bildet blanker Fels. Die untenstehende Fig. 22 gibt einen schematischen Durchschnitt des norwegischen Küstenprofils; wir kennen keine andre Kraft, die imstande wäre, solch ebene Felsfläche wie die Strandebene

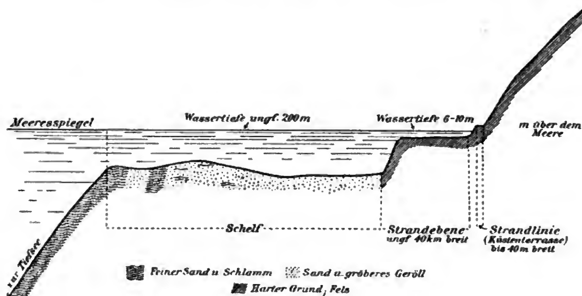


Fig. 22.

Schematisches Profil an der norwegischen Küste.

herzustellen als die abschleifende Brandungswoge. Fridtjof Nansen[20] hat diese für die Morphologie der norwegischen Küstengewässer charakteristische Erscheinung eingehend beschrieben und ihre geographische Verbreitung auf einer großen Karte dargelegt. Die Strandebene liegt meist in einer Tiefe von nur 6—8 m, häufig ragen ihr zugehörende flachgewölbte Buckel des blanken Gesteins bis zur Oberfläche herauf.

Der Schelf oder der eigentliche Kontinentalsockel schließt sich seewärts an die Strandebene an; über ihm stehen 50, 100 bis 200, auch 400 m Wasser; er ist, wie in § 17 zu erörtern sein wird, rund um den Atlantischen Ozean in mehr oder weniger breitem Bande vorhanden, und seine Außenkante gilt in geologischem Sinne meist und mit Recht als die eigentliche Kontinentalgrenze. Daß auch die Schelfe ein reines Produkt lediglich der Brandung seien und ihre Breite proportional der mittleren Stärke des Seeganges sei, daß somit im speziellen der weitgedehnte nordwesteuropäische Schelf eine Folge der im Westwindgebiet besonders heftigen Brandungswirkung darstelle, wie Buchanan will, darf füglich bezweifelt werden.

Die schwere, von den Stürmen des Nordatlantischen Meeres aufgeworfene Dünung gelangt in nicht wenigen Fällen in der Richtung von Nordwesten nach Südosten über den Äquator und verursacht an der Küste der einsamen Insel Ascension, ja sogar noch auf St. Helena, schwere Brandung, die oft jede Annäherung unmöglich macht. Die „Roller“ daselbst sind in den Monaten Dezember bis März, also im nördlichen Winter, am häufigsten[31] und auch aus dem äquatorialen Stillengürtel durch zahlreiche Meldungen von NW-Dünung in dieser Jahreszeit bekannt.

Die gesamte Küste von Südwestafrika bildet eine Stätte berüchtigt schwerer Brandung und dadurch zuungunsten des Landes herbeigeführter mechanischer Strandverschiebung; hier senden die südwestlichen Stürme der mittleren und höheren Breiten des Südatlantischen Ozeans die Wellen als eine nach NO eilende Dünung weit bis in tropische Gegenden hinein. Zahllose Menschenleben hat diese afrikanische, mit Riesengewalt brechende Brandung beim Bootsverkehr zwischen Land und Schiff gefordert; an der Guineaküste führt die von ihr verursachte Strandbrandung den Namen Kalema, und sie hat als grandioses Naturphänomen manche lebensvolle Schilderung erfahren. Pechuël-Lösche schreibt von der Loangoküste:

> „Eine schwere Kalema ist eine großartige Naturerscheinung, namentlich bei vollkommener Windstille, wenn weder kleinere kreuzende Wellen die andringenden Wogen brechen noch das Spiegeln der Wasserfläche aufheben. Von den aus der Ferne nachdrängenden ununterbrochen gefolgt, eilen die großen Wellen in mächtiger, aber ruhiger Bewegung heran und heben sich höher und höher in dem allmählich flacher werdenden Wasser, um endlich in schönem Bogen überzufallen. Während eines Augenblicks gleicht die Masse einem flüchtigen, durchscheinenden Tunnel, im nächsten bricht sie mit gewaltigem Sturze donnernd und prasselnd zusammen. Von unvergleichlicher, geheimnisvoller Schönheit ist der Anblick der Kalema des Nachts, wenn das Wasser phosphoresziert, von blitzähnlichem Leuchten durchzuckt wird, oder wenn das Licht des Vollmondes eine zauberische, in höheren Breiten ungekannte Helligkeit über sie ergießt. Das Getöse, welches diese Art der Brandung hervorruft, erinnert in einiger Entfernung sowohl an das Rollen des Donners wie an das Dröhnen eines vorüberrasenden Schnellzuges, durch seine Gemessenheit aber auch an das ferne Salvenfeuer schwerer Geschütze. Zuweilen endet das Toben plötzlich mit einem einzigen übermächtigen Schlage, und es folgt eine sekundenlange, fast erschreckende Stille; so ist es namentlich des Nachts von hohem Reize, der mannigfach wechselnden Stimme, dem großartigen Rhythmus der Kalema zu lauschen.“

Wir gewinnen den Eindruck, daß die europäisch-afrikanische Seite des Atlantischen Ozeans im allgemeinen schwerer von der Küstenabtragung betroffen wird als die amerikanische Seite auf Nord- und Süd-Breite; jedenfalls sind die westeuropäischen und südafrikanischen Gestade die Luvseite für den schweren Seegang der außertropischen Meeresteile, während die entsprechenden amerikanischen Gestade sozusagen in Lee der stürmischen Westwindzone liegen. Immerhin dürfen wir auch in den amerikanischen Tropen, z. B. an der brasilianischen Küste und in manchen Teilen Westindiens, wie an der venezolanischen Küste, auf die der SO- und der NO-Passat die Wellen führt, die mechanische Leistung der abtragenden Strandbrandung nicht unterschätzen; es stehen nur von allen diesen Küstenstrecken keine zahlenmäßigen Angaben zur Verfügung, die so, wie oben für einige europäische Gebiete geschehen, die Einschätzung des Landverlustes gestatten würden.

Es gibt nun anderseits an den Küsten des Atlantischen Ozeans einschließlich seiner Nebenmeere eine ganze Reihe von Stellen, wo das Land gegenüber dem Meere gewinnt, wo eine kontinentale Strandverschiebung ohne tektonische Erdrinden-

bewegung, also ohne Hebung des Landes, lediglich durch Anschwemmung und Anhäufung von Schlamm und Sinkstoffen stattfindet. Diese Baumaterialien für Neuland werden aus zwei Quellen geliefert, einmal von den festländischen Flüssen und Strömen, und zwar werden sie in diesem Fall häufig in der Form von deltaähnlichen Gebilden im Meere und bis eben über den Meeresspiegel herauf abgelagert, so daß man meist durch die bloße Betrachtung der Karte den ursprünglichen Verlauf der Küste sowie den Betrag des Landzuwachses mit großer Sicherheit angeben kann; zweitens aber verfrachtet auch die besonders von Philippson[22] anschaulich geschilderte sogenannte Küstenversetzung die von der Küste selbst stammenden, durch die Brandung in feine und feinste Sedimente zermahlenen Gesteinstrümmer an der Küste entlang, um sie an geeigneter Stelle, meist nicht weit vom Ursprungsort entfernt, wieder abzusetzen. Natürlich entstehen im allgemeinen nur Kleinformen durch diesen Prozeß der Anschwemmung, der Küstenverlauf im großen und ganzen bleibt unberührt.

Besonders aus dem Bereiche des Mittelmeeres sind mehrere Beispiele solcher mechanischen Strandverschiebung sichergestellt. Die jährliche Sedimentführung der Rhone wird auf 7 Millionen Tons veranschlagt; dieser Betrag in Verbindung mit der von der Küstenversetzung bewirkten Wanderung der Strandgeschiebe verursacht die beträchtlichen Anlandungen westlich der Rhonemündung an der Küste von Languedoc, deren Zuwachs jährlich zu 18 Millionen cbm oder im Gewicht zu 30 Millionen Tons angegeben wird[23]. Die Sedimente des Isonzo und des Po werden nach Süden zu verfrachtet; die Po-Mündung rückt jährlich um 70 m (?) vor, das Schicksal von Ravenna ist bekannt. Der Don füllt das Azowsche Meer allmählich aus; die Sedimente des Dniepr, Dniestr werden von der in cyklonalem Sinne das Schwarze Meer umkreisenden Strömung südwestwärts zur Dobrudscha geführt, wo die Donau, deren jährliche Schlammführung auf 82 Millionen Tons berechnet ist, noch ihrerseits Land aufbaut.

Ein bedeutsames Gebiet der durch Flüsse entstandenen Schwemmlandküsten ist der Guineagolf; der Niger baut ein Delta auf, der Kamerunfluß, der Gabun und der Ogowe setzen ihre Sedimente linksseitig in weit nach NW vorspringenden niedrigen Haken ab. Der bedeutendste Landgewinn am Atlantischen Ozean darf aber wohl vor der Guianaküste erblickt werden, soweit die Alluvialzone und die anschließende Flachseezone reicht; der andauernd tätige Ernährer ist zweifellos der Amazonas. Wir beachten dabei, daß das Mündungsgebiet des Amazonenstromes selbst eine Gegend mariner Strandverschiebung ist (S. 69), das Meer dringt hier vor; vielleicht hängt gerade damit der Umstand zusammen, daß die Wasser dieses Riesenstromes erst weiter draußen, wo sie der Triftrichtung der allgemeinen Meeresströmung nach Nordwesten sich anschließen, ihre Sedimente absetzen. Die Schlammführung des Amazonas kann, wenn man 120000 cbm sekundliche Wasserführung annimmt, auf 72 Tons in der Sekunde oder 2300 Millionen Tons jährlich geschätzt werden, ungerechnet die in Lösung befindlichen, auf weitere 600 Millionen Tons zu veranschlagenden Bestandteile. Die Schlammführung des größten aller Ströme erscheint hiernach fast 30 mal stärker als die der Rhone und immer noch als die siebenfache von der des Mississippi, dessen jährlicher Sedimenttransport auf 350 Millionen Tons angegeben wird. Wenn wir uns vergegenwärtigen, welch mächtiges, wie mit Fangarmen ausgreifendes Delta der Mississippi aufgebaut hat, es ständig vergrößernd, so werden wir die Schwemmlandküste Guianas wohl als das gemeinsame Werk des Amazonenstromes und der Küstenflüsse betrachten dürfen.

Diese Beispiele, zumal die zwei letztgenannten von der amerikanischen Seite, sind geeignet, die Bedeutung der durch Anschwemmung erfolgenden Strandverschiebungen für die Ausgestaltung der atlantischen Küsten zu zeigen; gleichwohl ist der Satz richtig: das Ringen zwischen Meer und Land endet stets zuungunsten des letzteren. Die durch Abrasion verursachten Landverluste an den Ufern des Atlantischen Ozeans sind sicherlich viel erheblicher als der durch Anschwemmung herbeigeführte Landgewinn; der Überschuß kommt in der Form von terrigenen Sedimenten auf dem Boden der Tiefsee zur Ablagerung (§ 18).

§ 14. **Die Typen der atlantischen Küsten und Häfen.**

(Tafel IV.)

Zu einer geographischen Charakterisierung der atlantischen Küsten liefern die geomorphologischen Verhältnisse der atlantischen Umrandungen (§ 11) die allgemeine Grundlage, während die Niveauveränderungen (§ 13) für viele Kleinformen oder Spezialformen der Küsten maßgebend werden. Wir können dabei mit F. von Richthofen unterscheiden an Großformen 1. die Längsküsten, bei denen der Küstenverlauf parallel zum Gebirgsverlauf gerichtet und zugleich durch ihn bedingt ist, 2. die Querküsten, bei denen die Küstenlinie unter einem mehr oder weniger spitzen Winkel quer zur Richtung des am Ozean abbrechenden Gebirges oder quer zur Richtung der einzelnen Gebirgsketten sich erstreckt, 3. die Schollenküsten, bei denen ein Schollenland oder Tafelland, dem bestimmte Streichrichtung an sich fehlt, an der Küste abbricht, so daß eine sozusagen neutrale oder strukturlose Küstenlinie zustande kommt und jedenfalls eine innere Beziehung zwischen Küstenverlauf und tektonischem Aufbau des Küstenfestlandes fehlt. An Detailformen benutzen wir noch als Type die Fjordküsten, die sowohl in Längs- wie Querküsten an den atlantischen Ufern auftreten, endlich die Riasküsten[24], die eine charakteristische Unterabteilung der Querküsten insofern darstellen, als bei meist nachweisbarer oder doch wahrscheinlicher mariner Strandverschiebung das Meer weit zwischen die quer zur Küstenlinie abbrechenden Enden der Gebirgszüge eintritt und durch Abrasionswirkung weitergreift, so daß vor der eigentlichen Festlandsgrenze bereits eine Reihe ursprünglich auch festländischer Inseln und Inselchen liegt und die Grenze zwischen Wasser und Land eine äußerst unruhige, wirre Gestalt erhält.

Eine Durchmusterung der atlantischen Küsten nach diesen Gesichtspunkten lehrt nun zunächst, daß diese aus dem inneren Bau hergeleitete Einteilung der Küsten doch nicht in allen Fällen ausreicht, wenn wir von dem Anblick, der sich dem Reisenden beim Sichten der verschiedenen Küstenstrecken des Atlantischen Ozeans darbietet, ein richtiges Bild gewinnen wollen. Denn unter Schollen-, unter Längs- und unter Querküsten finden wir hohe, steile, aber auch flache Gestade; wir finden vielleicht vor einer ausgesprochenen Querküste einen schmalen Schwemmlandstreifen vorgelagert, der für die Schiffahrt eine vollkommen veränderte Sachlage schafft, und dgl. mehr. Unter diesen Umständen empfiehlt es sich, auch die rein topographischen Begriffe der Steilküste, der Flachküste und der jungen Schwemmlandküste einzuführen und nun erst die Kennzeichnung zu versuchen.

Wir sehen dann in der Hauptsache, daß der Wechsel der Küstentypen in jeder Hinsicht das eigentlich Charakteristische an den Gestaden der Atlantis bildet. Vom Stillen Ozean konnte Suess[25] in kurzen Worten schreiben: „Mit Ausnahme eines Stückes der mittelamerikanischen Küste in Guatemala, an welcher

die umschwenkende Cordillere der Antillen abgesunken ist, werden alle genauer bekannten Umgrenzungen des Stillen Ozeans durch gefaltete Gebirge gebildet, ... kein Tafelland tritt an den offenen Stillen Ozean heraus"; mit andern Worten: für die Küsten des pazifischen Ozeans ist die Längsküste durchaus typisch, zumal infolge des mauergleichen Walles der nord- und südamerikanischen Anden. So einfach liegen die Verhältnisse der atlantischen Umrandungen nicht, glücklicherweise nicht; denn daß die ungebrochene Längsküste dem Seeverkehr nicht günstig ist, ihn fast absperrt und auf mehr oder weniger offene Reeden anweist, bedarf keiner weiteren Begründung. Besonders groß erscheint der Wechsel der Küstentypen an der europäischen Seite, vergleichsweise am geringsten an der westafrikanischen Seite des Ozeans, in Übereinstimmung übrigens mit den großen Zügen des Aufbaues der Umrandung selbst.

Gehen wir, wie oben S. 58, von der Gibraltarstraße aus südwärts bis zum Kaplande und dann an der amerikanischen Seite nordwärts, um zuletzt mit den europäischen Küsten zu endigen, so führt uns der Weg zunächst nach dem marokkanischen Gestade. Es ist ungastlich, nur an wenigen Stellen und unter Gefahr nahbar, wie unsre Schiffahrt wohl weiß, da an die mauergleich abbrechende Hochscholle des marokkanischen Vorlandes die atlantische Brandung peitscht; zwar erfüllt ein junges Faltengebirge, der Atlas, den nordwestlichsten Teil Afrikas in NO—SW-Streichrichtung, aber seine Falten erreichen den Ozean selbst nicht, um die Küste zu gliedern. Ganz vereinzelt dehnt sich da und dort eine leidlich geschützte Bucht, wie die von Agadir, doch bleibt der Charakter der Schollenküste bestehen weit über Marokko hinaus, etwa bis zum Kap Verde unter 16° N-Br. Freilich nimmt die durchschnittliche Höhe des Küstenrandes allmählich ab; aber öde und von Dünen bis zu gelegentlich 150 m Höhe besetzt ist der saharische Teil. So sieht man das Land bei Kap Bojador, so bei Kap Blanco, und gern bleibt der Seemann ihm fern.

Auf der NW—SO verlaufenden Strecke von Kap Verde bis Kap Palmas tritt mit der Richtungsänderung auch eine Änderung der Küstenbeschaffenheit uns entgegen. Obwohl im Innern jetzt, verschieden vom Gebiete der saharischen Wüstentafel, Gebirgszüge parallel zum äußeren Küstenrand von NW nach SO ziehen, breitet sich davor ein wirres, z. T. in flachen, niedrigen und sumpfigen Anschwemmungen zerschlissenes Küstengebiet aus, das viele Inseln und Inselgruppen mit untiefem Wasser umschließt und sich dem Verkehr auch nicht als besonders günstig erweist. Selbst die am weitesten vorspringende Ecke bei Kap Palmas markiert sich nur wenig; zugleich beginnt daselbst nach Osten hin in der Richtung der allgemeinen Meeresströmung der für die ganze Oberguineaküste charakteristische Aufbau eines großen, aus reinem Meersand bestehenden Strandwalles, der Süßwasserlagunen landeinwärts abschließt und den Flüssen des Festlandes nur fast widerwillig schmale Ausgänge zur See läßt. Also wiederum eine vom inneren Bau des Landes unabhängige Küstenstrecke, zumal die Gebirge, wie wir aus Togo und Dahomey wissen, von Süden nach Norden verlaufen. Da der SW-Monsun seine Windwellen und der Ozean die südatlantischen Dünungswogen der Kalema gegen den flachen Sandstrand jagt, bleibt das Land trotz seiner greifbaren Nähe nicht selten tagelang unnahbar, wenn die Brandung den Verkehr vom Dampfer, der auf tiefem blauem Wasser ankert, unterbricht.

Günstiger gestalten sich die Verhältnisse vom Nigerdelta ab bis zum Äquator. Hier, in der innersten Bucht des Golfes von Guinea, treffen wir teils gegen Wind und Seegang geschützte Buchten, z. B. am Fuße des Kamerunberges die herrliche Ambas-

Bai, teils große schlauchartige Flußmündungen, die den Seedampfern ein Hinaufdampfen mit der Flut erlauben, so im Dualafluß, im Gabun, im Ogowe. Wir beachten dabei die von der Küstenströmung nach Nordwesten vorgezogenen sandigen Haken, z. B. die Suellaba-Halbinsel an der südlichen Kante der Einfahrt nach Duala.

Aber bald, zumal von der Kongomündung ab, gelangt wieder die einförmige Schollenküste — die typischste an der afrikanischen Umrandung — zur Vorherrschaft. Erst flach und niedrig, dann mauer- und wallähnlich, z. T. mit Riesendünen besetzt, dehnt sich in einem schnell unfreundlich werdenden Meere nach Süden der Strand, um vor dem nahezu hafenlosen Deutsch-Südwestafrika seine höchste und zugleich verkehrsfeindlichste Ausbildung zu erreichen. An der fast geradlinigen Küste schäumt unter der Wucht vielfach auflandiger Winde die Brandung, die oft Riesenhöhe erreicht, wenn sich Sturmdünungen vom fernen Süden dazu gesellen (S. 72).

An der gegenüberliegenden südamerikanischen Küste gestalten sich die Verhältnisse gerade in den höheren südlichen Breiten erheblich günstiger, weil der Wind meist von der Küste hinweg gerichtet ist und die Küste selbst nicht geradlinig verläuft, sondern mit mehreren großen, auch kleinen Buchten ausgestattet ist. Der patagonische Teil der Küste kann wohl als neutral bezeichnet werden, weil dem tertiären Schollenland zugehörig; 50 bis 150 m hoch und meist steil abfallend, zieht er hin, während oben eine flache, tafelartige Landschaft sich dehnt. Nördlich vom La Plata finden wir dann zunächst vom Bau des Kontinentes unabhängige, niedrige Lagunenküsten; von Paranagua ab treten jedoch die Gebirge des Innern allmählich immer weiter heran und bis in bequeme Sicht des Küstenfahrers, und es folgt von Santos bis zum Kap Frio eine hohe Küste, die sich nur schwer einem bestimmten Typ einordnet. Einzelne unübertrefflich gute Hafenbuchten, wie besonders die von Rio de Janeiro, bedeuten für Brasilien einen fast unschätzbaren Gewinn. Nördlich von Kap Frio wird man mit einigem Recht von einer Längsküste sprechen dürfen, die bis Kap San Roque reicht und dann allmählich von einer niedrigen Schwemmlandküste abgelöst wird. Zwischen der Amazonasmündung und Trinidad herrscht die glatt verlaufende, niedrige Schwemmlandküste so ausschließlich, daß sowohl von Richthofen als Supan sie als Vorbild für einen besonderen Typus — die „ausgeglichene Küste“ — benutzt haben. Die Nordseiten von Haïti und Puerto Rico einerseits, Trinidad und Nord-Venezuela anderseits sind von ausgesprochenen Längsküsten begrenzt; daß hier durch das Gebirge die Küste vorgeschrieben, ja gebildet wird, kann man nirgends deutlicher sehen als auf der Strecke zwischen Cumaná und Puerto Cabello, zumal auf der Reede von La Guaira, wo selbst ein schmales Vorland fehlt und die in die Wolken reichende Gebirgsmauer unmittelbar neben dem ankernden Schiffe aufragt.

Von kleinen Strecken mit Querküstencharakter abgesehen, wie z. B. im Golf von Belize, darf dann Yukatan, der größte Teil von Kuba und die gesamte Umrandung des mexikanischen Golfes als eine durch keinerlei Gebirge vorbestimmte, neutrale Schollenküste betrachtet werden, in deren Einerlei nur die Lagunen und das Mississippidelta etwas Abwechslung bringen. Auch die Appalachen sind für den Verlauf der Ostküste der Vereinigten Staaten ebensowenig von Bedeutung wie die Falten des Atlas-Gebirges für das marokkanische Gestade; ungünstig im allgemeinen erscheint besonders die Strecke südlich vom Kap Hatteras, wo ein seichtes Meer an flaches, niedriges, mehrfach wie ein Wall geschlossenes Vorland grenzt. Erst die bei Kap Henry, Kap Henlopen und bei Sandy Hook sich öffnenden, großen Trichtermündungen bringen

gründlichen Wechsel in die Küstenformation; immer häufiger werden nördlich von 40° N-Br. auch die von Flüssen unabhängigen Hafenbecken, und auf kanadischem Boden schaffen dann die gegen den Ozean nach Nordost ausstreichenden und abbrechenden Faltenzüge der Appalachen eine Reihe herrlicher Riasbuchten auf geographischen Breiten, die genau den Breiten entsprechen, unter denen die Riasbuchten der westeuropäischen Seite liegen. Es ist, als ob die Natur mit dem Vorschreiten in nördlichere, unwirtliche und sehr stürmische Gegenden auch die Schutzgelegenheiten für die Schiffahrt in der Gestalt vorzüglicher Rias- und Fjordhäfen habe vermehren wollen. Der Übergang von der Rias- zur Fjordküste vollzieht sich allmählich an der Labradorküste, wiederum ähnlich den Verhältnissen an der europäischen Seite, wo den Riasbuchten des westlichen Irlands die Fjordküste des westlichen Schottlands nordwärts sich angliedert.

Als Fjordküste dürfen auch die grönländischen Küstenlinien angesprochen werden, desgleichen die skandinavischen, obschon man für das nördliche und mittlere Norwegen als Grundtyp auch zugleich eine Längsküste annehmen könnte. In vielen Einzelheiten durch die diluviale Eiszeit zwar modifiziert, ist die schwedische, finnische und russische Ostseeküste doch eine Schollenküste, der nach Westen die dänisch-deutschen und niederländisch-belgischen Gestade als wahrhaft neutrale Flachküsten sich anschließen; denn die Grenze zwischen Wasser und Land ist hier nichts weiter als eine an sich bedeutungslose Isohypse der europäischen Kontinentaltafel (S. 61). Um so lebhafter wird das Bild im westlichen Großbritannien und Irland, in der Bretagne, in der NW-Ecke der iberischen Halbinsel: überall ein verblüffender Reichtum an Buchten, Häfen, Vorsprüngen und Inseln. Die typische Querküste, durch die diagonal angeschnittenen Züge alter Faltengebirge hervorgerufen, streckt gleichsam ihre Finger zum stürmischen Ozean hinaus und bietet der Schiffahrt und dem Handel unvergleichliche Stützpunkte; nur, wo ein leistungsfähiges und leicht erreichbares Hinterland fehlt, wie an der spanisch-galizischen Küste, bleibt der in diesen Gebieten der Riasküste vorhandene Verkehr lediglich ein am Außenrand sich abspielender Durchgangsverkehr.

Im westlichen Mittelmeer herrscht die Längsküste vor, zumal im westlichsten, vom andalusischen Gebirge und Atlas-Gebirge eingefaßten Becken, desgleichen im Tyrrhenischen Meer und in der Adria: solche Gestade sind nicht die Wiege der Seeschiffahrt, auch nicht die Schollenküste der libyschen Tafel. Um so unbestrittener behauptet im Ägäischen Meer die Querküste das Feld; nirgends erreicht die Zertrümmerung der einzelnen Gebirgsbogen ein solches Maß wie hier (S. 62), nirgends durchkreuzen sich Falten und Brüche, tiefe Becken und Senken in buntem Wechsel so wie hier, und während die unter 40 bis 60° N-Br. an beiden Ufern des Atlantischen Ozeans gelegenen Querküstengebiete, sowohl die ostamerikanischen wie die westeuropäischen, immer nur eben die Finger ihrer Hand nach dem offenen Ozean hinausstrecken, ohne eine sie fassende Gegenhand zu finden, ist in der Ägäis die Brücke geschlagen: hier schieben sich die Finger zweier Hände vollkommen ineinander. Die aufgeschlossenen Querküsten der europäischen Seite vereinigen sich durch die Zykladen und Sporaden mit dem kleinasiatischen Querküstengebiet zu einem unvergleichlich reich gestalteten Ganzen, dem vorausbestimmten Ausgangspunkt und Mittelpunkt der Schiffahrt der antiken Welt. —

Mehrfach wurde schon bei diesem Rundgang um die atlantischen Gestade auch der atlantischen Häfen[26] gedacht; kann man doch direkt von Fjordhäfen, Riashäfen, Querküstenhäfen sprechen. Hafenarm treten uns die Schollenküsten und die Längsküsten entgegen, soweit nicht in letzteren durch gelegentlich vorhandene Kesselbrüche

oder Querbrüche doch da und dort ein guter Hafen sich findet, wie z. B. Rio de Janeiro. Am wichtigsten, zumal für den modernen transatlantischen Verkehr tiefgehender Fahrzeuge, sind die Tidenhäfen in großen Flußmündungen; ohne sie wäre die deutschholländische Flachküste verzweifelt schlecht, und der natürliche, große Vorsprung aller britischen Seeschiffahrt liegt nicht zum geringsten Teil darin, daß die britischen Inseln, abgesehen von ihren guten Häfen der Riasbuchten, auch noch eine große Zahl solcher trompetenartigen Tidenhäfen zur Verfügung haben. Ohne die Flußhäfen von Hamburg, Bremerhaven, Rotterdam, Antwerpen, Nantes, Bordeaux gäbe es wohl für das europäische Festland überhaupt keine Möglichkeit, den Hochseeverkehr der Neuzeit zu pflegen. Auch New York ist ein solcher Fluthafen. Die Chesapeake Bai, die Delaware Bai, in Westafrika die Mündungen des Kamerunflusses, des Gabun und Ogowe stellen eine Abart dieser schlauchartigen Mündungen dar.

Eine erhebliche Rolle in dem atlantischen Verkehr, zumal der amerikanischen Seite, spielen noch die sogenannten Lagunenhäfen, die nicht an das Vorhandensein einer Flußmündung gebunden sind, manchmal aber doch an einem Ende der Lagune eine solche aufweisen. Die meisten dieser Lagunenhäfen haben nur bedingten Wert für die heutige transozeanische Schiffahrt; eine Barre am Ausgang hindert die direkte Einfahrt des Ozeandampfers, so daß er vor der Barre löschen muß (Rio Grande do Sul). Lagunenhäfen finden wir im nordwestlichen Teil des Golfes von Mexiko, an der Küste von Carolina, im nordwestlichen Teil des Schwarzen Meeres, an der venezianischen Küste. Als ein Lagunenhafen kann endlich auch Stettin angesehen werden; Swinemünde liegt sozusagen vor der Barre.

Im übrigen entscheidet die bloße Gunst der natürlichen Verhältnisse noch nicht über die Bedeutung der Häfen, zumal in der Jetztzeit; selbst wenn der Ankergrund gut, die Tiefe von 10 bis 100 m passend und Raum genug vorhanden ist bei gleichzeitigem Schutz gegen Sturm und Seegang, so muß doch eine Reihe andrer, die physische Geographie der Küste nicht berührender Faktoren zugleich noch wirksam werden, um einen Welthandelshafen dauernd zu halten, Faktoren, die auf wirtschaftlichem, auch auf historischem Gebiet liegen und daher einer Besprechung der atlantischen Häfen in diesem Zusammenhange sich entziehen. Und auf der andern Seite vermag oft die Hilfe der fortgeschrittenen Technik und Wasserbaukunst auch da, wo die natürlichen Vorbedingungen fehlen, einen brauchbaren, künstlichen Hafen zu schaffen, sobald nur die Bedeutung des Hinterlandes einen solchen Hafen fordert.

§ 15. Die Inseln des Atlantischen Ozeans.

(Tafel IV.)

Unter den Weltmeeren besitzt das Atlantische weitaus die wenigsten echt ozeanischen Inseln, d. h. die wenigsten solcher Inseln, die, soweit unsre Kenntnisse reichen, niemals Teile eines größeren Festlands waren, ihm auch nicht nach ihrem geologischen Aufbau oder ihren biologischen Verhältnissen verwandt sind, sondern als selbständige, ursprüngliche Gebilde dem Boden der ozeanischen Tiefsee entstammen. Mit wenigen Ausnahmen besitzen daher solche ozeanische Inseln vulkanische Natur; es würde aber gleichwohl falsch sein, ohne genauere Prüfung umgekehrt alle vulkanischen Inseln des Atlantischen Ozeans als ozeanische im soeben angedeuteten Sinne zu betrachten. Die Vulkaninseln z. B. der Kleinen Antillen und im besonderen auch die alten Eruptivkerne verschiedener, der venezolanischen Nordküste vorgelagerten Inseln wie Curaçao,

Buen Aire usw. bilden die Pfeiler eines alten, zum Antillengebirge und zur venezolanischen Cordillere in tektonischer Beziehung stehenden, größtenteils zerstörten Faltengebirges (S. 59) und sind daher unselbständige Inseln. In den meisten Fällen wird überhaupt eine sorgsame Erwägung der geomorphologischen Grundzüge der atlantischen Umrandungen uns verhältnismäßig leicht die Entscheidung geben, welche Stellung nach Entstehung und Bau die einzelnen atlantischen Inseln einnehmen, ob eine atlantische Insel als kontinentale Restinsel oder als ozeanische anzusehen ist. Von vornherein scheiden als unselbständige Kontinentalinseln aus die unzähligen, meist küstennahen Inselchen, die auf amerikanischer und europäischer Seite im Gebiete der Rias- und Fjordküsten, auch in den finnischen Schären liegen, ferner die dänischen und deutschen Inseln, die gemeinsam mit den selbständigen Kontinentalinseln Großbritannien und Irland auf dem 200-m-Plateau liegen. Selbständig, aber kontinentalen Charakters sind die inselförmig aufgelösten und oft reihenweise angeordneten Ränder alter Kontinentalmassive, z. B. die Großen Antillen, Sardinien und Korsika, überhaupt alle größeren Inseln des europäischen Mittelmeeres; ferner Spitzbergen, die Bären-Insel und Franz-Joseph-Land, die nur Stücke einer früher zusammenhängenden, jetzt zerbrochenen Scholle sind und auf einem gemeinsamen, als Flachsee erscheinenden Sockel sitzen, wie Tiefenkarten erkennen lassen. Von allen diesen Inseln soll hier nicht weiter die Rede sein.

Es bleibt dann in der Tat nur eine sehr kleine Reihe echt ozeanischer Inseln im Gebiet des Atlantischen Meeres anzuführen*. Als nördlichste darf Jan Mayen gelten, ein einziger großer, aus basaltischen Laven und Aschen rezenter Art aufgebauter Vulkan, der im Beerenberg mit 2545 m Höhe kulminiert und, unter etwa 71° N-Br. gelegen, zugleich der nördlichste Vulkan der Erde überhaupt ist[27]. Die von NO nach SW über 60 km gehende Längserstreckung Jan Mayens deutet vielleicht an, daß Jan Mayen nur ein vorgeschobener Posten des ebenfalls ozeanischen und vulkanischen Island ist; denn auch auf Island folgen die meisten Bruchlinien, Spalten und Vulkane einer ausgesprochenen NO—SW-Richtung[28]. Island stellt mit 105000 qkm die bei weitem größte ozeanische Insel des Atlantischen Ozeans dar. Eine große Basaltscholle bildet ihre wahrscheinlich miocäne Grundlage, auf der Vulkane aus der Pliocän- und Diluvialzeit sich erheben; daß außerdem bis in die Gegenwart Island der Schauplatz andauernder vulkanischer Tätigkeit geblieben, ist bekannt. Island kann weder zu Grönland noch zu Europa gerechnet werden, obwohl es zeitweise mit beiden Ländern eine feste Verbindung gehabt hat (S. 65) und ein Sinken des Meeresspiegels nur um 4—500 m diese Verbindung auch heute wieder herstellen würde; Island, von unten bis oben ausschließlich aus Laven und Tuffen aufgeschüttet, ist ein Kind des europäischen Nordmeeres. Dies gilt auch von den Fär Öer, die ebenfalls aus mächtigen Reihen jungtertiärer Laven und Tuffe, in die die Erosion inzwischen tiefe Täler eingeschnitten hat, aufgebaut sind; der Unterschied gegenüber Island besteht nur darin, daß diluvialer und rezenter Vulkanismus auf den Fär Öer fehlt. Nicht ozeanischen Ursprunges sind die Shetland-Inseln und Hebriden, die bereits dem westeuropäischen Kontinentalsockel angehören, sowie Rockall (S. 61). Die Fär Öer liegen noch nördlich von 60° N-Br.

Erst südlich von 40° N-Br., mindestens 1500 Sm oder 3000 km südlicher, treten wieder Inseln im Atlantischen Ozean auf, es sind dies die Gruppe der Azoren

* Das Areal dieser Inseln wurde S. 56 gegeben.

südlich von 40° Br., die Gruppe der Canaren einschließlich Madeira südlich von 30° Br. und die der Kapverden südlich von 20° Br. Die Inseln aller drei der östlichen Hälfte des Nordatlantischen Ozeans eingegliederten Gruppen bauen sich zum weitaus überwiegenden Prozentsatz aus alt- oder jungvulkanischen Massen auf; bei manchen dieser Inseln kennt man überhaupt nur vulkanische Ergüsse, und auf einigen, wie z. B. der Azoren-Insel St. Miguel[29], haben noch im 16. Jahrhundert Lavenergüsse die ersten Ansiedlungen verheert, und submarine Eruptionen in der Nähe dieser Insel werden aus noch späteren Jahren, z. B. 1720, 1810, 1811 und 1867 gemeldet. Trotzdem können Azoren, Canaren und Kapverden als kryptoozeanische Inseln gelten; ihnen liegt nämlich ein sedimentäres Grundgerüst unter, das auf Madeira, auf Porto Santo und Sta Maria (Azoren) nachgewiesen wurde und auf den Canaren und Kapverden in Gneißen und Tonschiefern stellenweise sogar landschaftbildend auftritt. Hiernach sind die 3 Inselgruppen kleine Reststücke eines früheren Kontinentes, die Canarischen und Kapverdeschen Inseln vielleicht Reststücke des großen Südkontinentes, der bis in das Tertiär hinein Südamerika und ganz Afrika nach der Anschauung verschiedener Forscher verbunden hat (S. 64), und die vulkanischen Inseln wären dann erst später parasitisch dieser erhöhten Grundlage aufgesetzt. Gleichwohl dürfen alle drei Inselgruppen, da sie aus der Tiefsee des heutigen Atlantischen Ozeans aufragen und da überall das vulkanische Element im heutigen Landschaftsbild dominiert, in der Reihe der ozeanischen Inseln unsres Ozeans verbleiben. Über Tenerife hat 1895 Hans Meyer eine anziehende Monographie geschrieben, von St. Vincent (Kapverden) Philippi die Entstehungsgeschichte nach eigenen Studien geschildert.

Auf der amerikanischen Hälfte des Atlantischen Ozeans kommt einer einzigen kleinen Inselgruppe ozeanischer Charakter zu, den Bermudas[30], die zwischen 32° und 33° N.-Br. liegen und das einzige Korallenatoll des Atlantischen Ozeans, zugleich das am meisten polwärts liegende der Erde überhaupt, darstellen (§ 68). Aufsteigend aus dem mehr als 5000 m tiefen nordamerikanischen Becken, 1000 km vom nächsten Festland bei Kap Hatteras entfernt, besteht Bermuda, soweit man weiß, ausschließlich aus Korallensandstein, wobei unentschieden bleibt, ob der ziemlich weit ausgreifende Sockel des Atolls ebenfalls Riffgestein oder etwa vulkanisch ist. Die Koralleneilande der Bahamas dagegen gehören zur tertiären Kalksteinplatte, deren Glieder Florida, fast ganz Kuba, Yukatan usf. ausmachen; ebensowenig dürfen wir das weit im Norden unter genau 44° N-Br. gelegene, für die Schiffahrt außerordentlich gefährliche Sable Island[31] als echt ozeanische Insel ansehen. Denn Sable Island, allerdings 160 km vom nächsten Festland auf Neuschottland entfernt, liegt noch auf dem kanadischen Sockel und ist eine riesige, 40 km lange, nur an wenigen Stellen bis 30 m hohe Sandbarre oder Sanddüne von mondsichelartiger Gestalt.

Mit dem St.-Paul Fels eben nördlich von dem Äquator einerseits und mit den in der innersten Ecke des Golfes von Guinea gelegenen Inseln anderseits erreichen wir bereits die dem Südatlantischen Ozean eigenen vulkanisch-ozeanischen Inseln; sie lassen sich dadurch charakterisieren, daß die horizontale Ausdehnung oder das Areal ungemein abnimmt — es treten, von Fernando Po abgesehen, nur ganz kleine Inselchen noch auf —, und daß diese Inselchen nicht in Gruppen und bogenförmig angeordneten Reihen, sondern längs gerader Linien stehen, die in Verbindung mit dem vulkanischen Charakter der Inseln auf Bruchspalten der Erdrinde schließen lassen. Am deutlichsten ersehen wir dies in der von NO nach SW sich erstreckenden Linie Fernando Po.

GEOLOGISCHE TATSACHEN aus dem Bereiche des Atlantischen Ozeans

Gefaltetes Urgebirge, pflanzenführende Tertiär-Ablagerungen

Fjordküste

Alt- u. jungvulkanisch; basaltische Laven und Tuffe

Jan Mayen vulkanisch

Basalt-Lava u. Tuffe, altvulk.

Auf Grönland, Fär Öer, Hebriden, Irland gleichartige pflanzenführende Schichten des mittleren Tertiär

Schwedisch-finnische Tafel

Russische Tafel

Fjord-küste

Rockall Granit

Gneiss

Canadische Tafel (flachgelagerte palaeozoische Sedimente)

Fjord-küste

Q.K. Riasküste)

Riask.

Appalachen

Trias Tertiär

Korallen Atoll Bermuda-I.

vulkanisch

Azoren

z.T. vulk.

Für Azoren, Madeira, Canarien u. Kapverden sedimentäre Grundlage erwiesen

Madeira z.Teil vulk.

Canarische I. vorwieg. vulkan.

Afrikanische Wüstentafel (rote Sandsteine usw.) mesoz. Tertiär

Tertiäre Kalkstein-Platte

Sch.K.

Sch.K. zur Kalkstein-platte

Bahamas, Anegada, Sombrero, Barbuda, Barbados tertiäre Kalke u. recente Korallen-kalke

Vulkan. Innen-zone

Kap Verde I. vorwieg. vulkanisch

St. Louis

Bathurst

L.K.

Q.K.

Brasilianisches Schollenland (Uraltes Gneiss- u. ungestörte horizontale Sedimente bis zur Kreide) Rumpfgebirge ?

Südafrikanisches Tafel- und Stufenland

Faltengeb.

Q.K.

Sch.K.

L.K.

Tertiäre Sedimente

Tertiär

gefaltete palaeozoische Schichten

gefaltetes, hohes kristallin. Geb.

altsedimentär

z. Teil vulkanisch

Hohe Gebirgskette, tertiäre pflanzenführende Schichten

vulkanisch

Erklärung:

Marine Niveauänderung der Küste (Meer gewinnt)

Kontinentale " " " (Land gewinnt)

Rumpfgebirge

Streichrichtungen alter Gebirge

Junge Faltengebirge

L.K. Längsküste

Q.K. Querküste

Sch.K. Schollenküste

Kor.R. Korallenriff

∘ Vulkane, + Unterseeische Ausbrüche, + Seebeben

∻∻∻ Äquatoriale Grenzen der diluvialen Vereisung.

Linie von 200 m Tiefe.

Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.

Äquatorial-Maßstab 1:77.000.000

Verlag von C. Boysen in Hamburg.

Principé, S. Thomé, Anno Bon; der Große und Kleine Kamerunberg des afrikanischen Festlandes sind nichts weiter als landfeste Vulkane dieser selben Reihe. Die Inseln können daher trotz ihrer Nähe an Westafrika als ozeanische gelten, zumal ihre Tierwelt in hohem Grade eigenartig ist, wie z. B. auf S. Thomé. Denken wir uns die NO—SW-Richtung noch weit nach Südwesten verlängert, so stoßen wir auf das altvulkanische St. Helena. Auch im westlichen Südatlantischen Ozean tritt die NO—SW-Richtung auf; im Südwesten von dem aus Olivin bestehenden St.-Paul-Felsen[32] liegt Fernando Noronha, dessen turmartig aufragende Massen sich aus Trachyt, Phonolith und Basalt zusammensetzen, und die 150 km westlich von Noronha liegenden Rocas sind zwar ein niedriges Korallenriff mit Lagune, aber bei der Nachbarschaft Noronhas höchstwahrscheinlich ein Riff auf vulkanischer Grundlage. In NO—SW-Richtung zueinander liegen endlich auch die wiederum rein vulkanischen Miniatureilande Ascension und Trinidad-Martin Vaz.

In den höheren südlichen Breiten birgt der Atlantische Ozean auch noch einige ozeanische Inseln von ausschließlich eruptivem Charakter, so das aus Basalt bis 2300 m hoch aufgebaute Tristan da Cunha[33] und die Gough-Insel[34] um den vierzigsten Breitengrad sowie auf 54° S-Br. die kleine Bouvet-Insel[35], die, 1739 entdeckt und 1825 zuletzt gesehen, erst 1898 durch die deutsche Tiefsee-Expedition wiedergefunden und ihrer Lage und Größe nach genau festgelegt wurde, wobei nur unentschieden blieb, ob nicht doch noch eine zweite Insel in der Nähe, nordöstlich von ihr, liegt. Ferner ist die zwischen 25° und 30° W-Lg. in N—S-Richtung bogenförmig wie die Kleinen Antillen angeordnete Reihe der 10 kleinen Inseln der Süd-Sandwich-Gruppe offenbar durchaus vulkanisch; ein Vulkan war bei seiner Entdeckung und Beobachtung durch Bellingshausen im Jahre 1820 tätig. Das größere Interesse beansprucht aber entschieden das Auftreten von drei nichtvulkanischen und dabei doch ozeanischen größeren Inseln und Inselgruppen im westlichen Teile des südatlantischen Meeres, nämlich von Süd-Georgien, den Süd-Orkney-Inseln und den Falkland-Inseln. Süd-Georgien dürfte fast vollständig von äußerst steil aufgetürmten Gebirgen erfüllt sein, so daß ausgedehntes Vorland fehlt und die scharfen, spitzkegelförmigen, von Schnee und Eis bedeckten Gipfel, die bis über 2000 m Höhe unmittelbar aus dem Meere aufragen, einen höchst imposanten Anblick gewähren; nach der Beschreibung Thürachs[36] streicht der Hauptgebirgszug von SO nach NW, also parallel zur Längserstreckung der Insel, und die vorkommenden Gesteine sind ausschließlich versteinerungslose, kristalline Schiefer des Urgebirges oder höchstens der cambrischen Periode. Immerhin hat ganz neuerdings (1911) die Filchnersche deutsche Südpolarexpedition in der Südostecke der Insel das Bruchstück eines Ammoniten im anstehenden Schiefer gefunden, doch ist Näheres darüber noch nicht bekannt.

Durch ein 3000—4000 m tiefes Meer von Süd-Georgien getrennt liegen annähernd auf gleicher Breite die Falkland-Inseln, die ihrerseits vom patagonischen untermeerischen Festlandssockel umschlossen werden. Auch die Falkland-Inseln sind aus alten Schiefern und gefalteten palaeozoischen Sandsteinen aufgebaut und somit geologisch Süd-Georgien ähnlich; ihr Anblick — breite, gerundete Flächen — wirkt freilich anders als der der wilden Hochgebirgsnatur Süd-Georgiens. Jedenfalls stehen die Falklands dem benachbarten, vorwiegend tertiären Ostpatagonien in geologischer Hinsicht fremd gegenüber und sind insofern, ihrer Entstehung nach, unabhängige, ozeanische „Restinseln". Anderseits muß einmal, gemäß der Tatsache, daß auf den

Falkland-Inseln einheimische Pflanzen und Tiere mit patagonischen Pflanzen und Tieren nahe verwandt sind, ein Landzusammenhang zwischen beiden bestanden haben, und der Umstand, daß die Falklands heute noch von der patagonischen 200-m-Tiefenlinie umschlossen werden, spricht dafür, daß diese Verbindung vielleicht erst vor nicht zu langer Zeit sich löste. Auch die Süd-Orkney-Inseln sind, wie man seit Dumont d'Urville schon vermuten mußte, jetzt aber durch die Arbeiten der schottischen und argentinischen Polarforscher weiß, nicht vulkanisch, sondern altsedimentär, aus Grauwacken und Konglomeraten aufgebaut[37]. Die Süd-Orkneys dürfen wir möglicherweise dem südpolaren Landstamm zurechnen, den das Graham-Land, König-Oskar- und Louis-Philipp-Land darstellen; denn auch diese Länder oder Archipele bergen neben vulkanischen Eilanden nichtvulkanische Gebirgsketten. Auf der Seymour-Insel wurden, ähnlich wie in Grönland, tertiäre pflanzenführende Schichten, außerdem Ammoniten gefunden[38].

Sedimentärer Natur und wahrscheinlich sogar kontinental scheint endlich die südlichste Landsichtung im Weddell-Meer zu sein, das von Bruce[39] entdeckte, aber nicht betretene Coats Land; die von seinem Sockel durch das Lot heraufgebrachten Grundproben haben keinen vulkanischen Schlick, sondern blauen Schlamm und terrigene, nämlich aus Granit-, Gneiß-, Sandstein- und Kalksteintrümmern bestehende Sedimente ergeben.

§ 16. Unterseeischer Vulkanismus und Seebeben im Atlantischen Ozean.

(Tafel IV.)

Bei der Besprechung der ozeanischen Inseln wurden soeben auch die wichtigsten teils alten, teils rezenten oder noch tätigen Inselvulkane des Atlantischen Ozeans erwähnt; Tafel IV enthält außerdem die in den Küstenländern des Atlantischen Ozeans stehenden festländischen Vulkane. Es bleibt somit nur noch übrig, die unterseeischen Vulkane aufzuführen; aber dies ist leichter gesagt als getan. Zwar mag man da und dort, z. B. bei den Faraday-Hügeln, ferner bei einigen Untiefen im Meeresgebiet zwischen den Azoren, Canaren, Kapverden und der westafrikanischen Küste (§ 26) aus den eigentümlichen Profilen und Böschungsverhältnissen mit Recht auf unterseeische Vulkankegel schließen, doch volle Sicherheit läßt sich nicht erzielen. Da aber, wo eine vulkanische Eruption die ganze Wassersäule der See durchstößt und zugleich ein Schiff Augenzeuge dieses Schauspieles wird — gewiß ein sehr großer Zufall —, ist natürlich jeder Zweifel an dem Vorhandensein eines unterseeischen eruptiven Herdes beseitigt. Nur wenige von Rudolph[40] sorgfältig gesammelte Fälle, im ganzen etwa 12, kennen wir aus dem Bereich des Atlantischen Ozeans (Tafel IV). Mehr oder weniger hohe Wasser- und Dampfsäulen, Rauch und Flammen erheben sich plötzlich und unter Detonationen über die Meeresoberfläche; Asche und Bimsstein, auch Lava treibt manchmal umher. Es scheinen, von ganz zerstreuten Einzelfällen abgesehen, drei Zonen zu sein, die zu solchem Vulkanismus neigen, erstens die äquatoriale Gegend östlich von St. Paul, zweitens die Azorengegend und drittens das Mittelmeer, wo speziell in den Gewässern zwischen Pantellaria und Sizilien während des letzten Jahrhunderts, soweit man weiß, viermal, 1813, 1831, 1845 und 1891, submarine Eruptionen stattgefunden haben; auch aus dem Ägäischen Meere bei Santorin sind entsprechende Erscheinungen gemeldet.

Nach den überzeugenden Darlegungen Rudolphs hat man nun außer der direkten Beobachtung noch ein indirektes Hilfsmittel, um auf untermeerische Eruptionen zu schließen: die Flutwellen. Die horizontal fortschreitenden Flutwellen der Oberfläche des Ozeans können nicht durch ein Erd- oder Seebeben entstehen, sondern nur durch Explosionen und Eruptionen an der Oberfläche oder am Boden des Meeres, weil sie Materie in den Ozean hinein oder durch ihn hindurch treiben. Die mächtigen an die Küste brandenden Flutwellen sind also Zeugen und Folgen einer unterseeischen Eruption; wo freilich die Eruption stattgefunden hat, läßt sich nur in seltenen Fällen feststellen. Solche Flutwellen sind im Atlantischen Ozean besonders von den Küsten des europäischen Mittelmeeres, von den Azoren und auch von den Kleinen Antillen bekannt; vereinzelt von einigen im Ozean zerstreuten Stellen, wo aber die sichere Beobachtung ihrer Natur schwierig ist, von den Kapverden und St. Helena.

Über die atlantischen Seebeben sind wir, dank wiederum der grundlegenden Arbeit Rudolphs[40], recht gut unterrichtet; ihre geographische Verbreitung zeigt Tafel IV. So, wie innerhalb der den Atlantischen Ozean umsäumenden Länder Zonen mit besonders häufigen Erdbeben sich finden, so besitzt auch der Atlantische Ozean selbst seine habituellen Schüttergebiete, Gegenden also, in denen der Meeresboden verhältnismäßig oft schwankt und erschüttert wird. Hierzu gehören erstens die Gewässer eben westlich von Lissabon, zweitens die Gewässer in der näheren und weiteren Umgebung der Azoren, besonders bei San Miguel und Terceira, drittens die Karibische See (aber nicht der Golf von Mexiko) und viertens die Gegend von St. Paul in der Nähe des Äquators, ostwärts bis etwa 16° W-Lg. Gerade die letztgenannte Zone wird ganz besonders häufig erschüttert, und da in ihr der zentralatlantische Rücken nach Norden zur größten Tiefe des Südatlantischen Ozeans, der Romanche-Tiefe, mit 7370 m in einem Steilabfall abstürzt (§ 22 und Tafel V), so gehen wir wohl nicht fehl, wenn wir mindestens für die in dieser Gegend beobachteten Seebeben tektonische Ursachen annehmen, indem Senkungen, Abrutschungen (Verwerfungen) und ähnliche Umgestaltungen des untermeerischen Bodens stattfinden, und zwar vielleicht längs Spalten, zwischen denen auch die eruptiven Massen des St.-Paul-Felsens emporgestiegen sein können. Auf Tafel IV hebt sich dies äquatoriale seismische Gebiet nach der Zeichnung Rudolphs deutlich heraus. Die große Häufigkeit der hier beobachteten Seebeben ist nicht etwa eine scheinbare, durch die Stärke des Schiffsverkehrs bedingte, sondern eine tatsächliche; denn in den mittleren Breiten des Nordatlantischen Ozeans fehlen Meldungen von Seebeben nahezu gänzlich, obwohl sich hier, zwischen 40° und 50° N-Br., der gewaltige transatlantische Verkehr zwischen Europa und der Ostküste Nordamerikas vollzieht. Fast ganz frei von Seebeben scheint der gesamte Südatlantische Ozean zu sein. Im übrigen können wir — bisher — die atlantischen Seebeben nicht mit besonderen Bodenformen verknüpfen; sie sind aufgetreten mitten im Bereiche von tiefen Becken und Kesseln, aber auch auf den unterseeischen Rücken und Plateaus, bald in der Nähe von Vulkanen, bald weit ab von jeglicher vulkanischen Erscheinung.

Den typischen Verlauf eines Seebebens, und zwar aus der St.-Paul-Zone, schildert der nachstehende Bericht Kapt. Hansis von der deutschen Bark „Levuka“:

„Am 28. Januar 1883 hörten wir um 7 Uhr 47 Minuten p. m. auf 1° 38′ N-Br. und 27° 40′ W-Lg. bei sehr schönem, klarem Wetter und schwach bewegter See plötzlich ein eigentümliches unterseeisches Geräusch, einem entfernten Donner nicht unähnlich, aber besser dem Donner beim Abfeuern schwerer Geschütze zu vergleichen. Zu gleicher Zeit verspürten wir

6*

eine Erschütterung des Schiffes, als ob der Anker fallen gelassen würde, oder als wenn man auf dem Hinterdeck eines in Fahrt befindlichen Schraubendampfers stände. Die ganze Erscheinung dauerte etwa 1 Minute. Uns alle überkam ein sonderbares Gefühl, als wenn wir elektrisiert würden. Der Ausguckmann meldete, daß das Schiff auf Grund gestoßen habe. Kompaß und Aneroid verhielten sich vollkommen ruhig, auch war keine außergewöhnliche Bewegung der Meeresoberfläche bemerkbar. Temperatur der letzteren war um 4 Uhr p. m. 26,9°, um 8 Uhr p. m. 26,5°."

Für das von mehreren Schiffen am 22. Dezember 1884 verspürte Seebeben zwischen den Azoren und Madeira ließ sich eine Fortpflanzungsrichtung von NW nach SO und eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 80 km in der Minute oder reichlich 1300 m in der Sekunde berechnen; dagegen wird für ein Seebeben am 1. November 1893 bei den Kapverden diese Geschwindigkeit nur zu 125 m pro Sekunde berechnet: schon aus diesen ungemein großen Zahlenunterschieden ergibt sich die Unsicherheit der Angaben, wenn sie lediglich auf den von Menschen gelieferten Zeiten beruhen. Nach den Aufzeichnungen registrierender Flutmesser kann wohl 600 m pro Sekunde als wahrscheinliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit eines Seebebens betrachtet werden, eine Zahl, der 3000 m pro Sekunde als mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben gegenübersteht[41]. Es würde dies, unter Berücksichtigung der Dichteunterschiede von Wasser und Gestein, auch insofern stimmen, als bei den Erdbeben die Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit wachsender Dichte des Gesteins ebenfalls wächst.

Literaturnachweis zu den geologischen Tatsachen im Bereiche des Atlantischen Ozeans.

Vorbemerkung.

Ein grundlegendes Werk in allen hier behandelten Fragen ist, wenn auch in nicht wenigen Einzelheiten und in manchen prinzipiellen Punkten die Forschung heute zu etwas abweichenden Vorstellungen gelangte, Suess, Das Antlitz der Erde; I. Band 1885, II. Band 1888, III. Band, 1. Hälfte 1901, 2. Hälfte 1909. In Betracht kommt besonders der II. Band (Die Meere der Erde). Für das Mittelmeergebiet und darüber hinaus für fast ganz Westeuropa sind die geomorphologischen Abschnitte in Philippsons Arbeiten (Das Mittelmeergebiet, Leipzig 1904*, und Europa, 2. Aufl., in Sievers Sammlung, Leipzig 1906) eine Quelle von plastischer Anschaulichkeit. Vgl. ferner die allgemeinen Darlegungen in F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende; in A. Supan, Physische Erdkunde, 4. Aufl., Leipzig 1908**; in A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, 2 Bände, Stuttgart 1894; Arldt, Entwicklung der Kontinente, Leipzig 1907; Neumayr-Uhlig, Erdgeschichte, 2. Aufl., Leipzig 1895, Band II, S. 526 ff.

Im Einzelnen.

[1a] S. Passarge, Die natürlichen Landschaften Afrikas, in Peterm. Geograph. Mitteil. 1908, S. 147 ff. [1b] Sapper, Gebirgsbau des nördlichen Mittelamerika, in Peterm. Geograph. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 127, Gotha 1899, S. 73 ff; derselbe, Gebirgsbau des südlichen Mittelamerika, ebenda, Erg.-Heft Nr. 151, Gotha 1905, S. 63 ff. Vgl. denselben in Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde, Berlin 1902, Tafel 2. — [2] Über den Rockall-Felsen s. Geographical Journal, vol. XI, 1898, S. 48—50. — [3] H. Credner, Armorica, die Küstenlandschaft der Bretagne, in Geographische Zeitschrift, Band VII, 1901, S. 250 ff. — [4] Philippson, Mittelmeergebiet (s. oben), S. 9 und 18; Europa, S. 13. — [5a] Über die Entstehung der Meere s. Trabert, Lehrbuch der kosmischen Physik, Leipzig 1911, S. 561 und 626. — [5b] Zur Permanenz der Ozeane, Supan, a. a. O., S. 205 ff., ferner Neumayr, Die geographische Verbreitung der Juraformation, in Denkschr. der Wiener Akad., Bd. L, 1885, S. 134. Penck, a. a. O., Bd. I, S. 174—184. — [6] Frech, Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit, in Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde, Berlin 1902, Tafel 8; Neumayr an dem unter [5b] angegebenen Ort. — [7] Vgl. z. B. Philippson, Europa, S. 11, u. a. m. — [8] Philippson, Mittelmeergebiet, 1. Aufl., S. 20. — [9] Vgl.

* 2. Aufl. 1907. ** 5. Aufl. 1911.

u. a. GEINITZ' und FRECHS Karte „Eiszeit in Europa" in Zeitschrift der Ges. für Erdkunde, Berlin 1902, Tafel 9; oder BERGHAUS, Physik Atlas, Abt. Geologie, Tafel 5. — [9a] ARLDT, Entwicklung der Kontinente, Leipzig 1907. [9b] Derselbe in Naturwiss. Wochenschrift vom 27. 10. 1907 (Nr. 43), S. 673. — [10] SUPAN, a. a. O., S. 369. Supan selbst gebraucht die von ihm vorgeschlagenen Bezeichnungen „marine" und „kontinentale" Strandverschiebung nicht und bleibt bei den keine sinnliche Vorstellung erweckenden SUESSschen Ausdrücken „positive" und „negative" Strandverschiebung. Der niederländische Geophysiker van BAREN hat in seinem Buche über die Formen der Erdrinde, Groningen 1906, Supans marine und kontinentale Strandverschiebung benutzt; es wäre wohl zu wünschen, wenn diese Ausdrücke allgemeinen Eingang fänden. — [11] CREDNER, Die Deltabildungen, in Peterm. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 56, Gotha 1878, und BERGHAUS im Physikal. Atlas, Abt. Geologie, Gotha 1891. — [12] Eine äußerst prägnante Beschreibung der sichergestellten Niveauveränderungen gibt SUPAN, a. a. O. S. 278 ff.; vgl. auch BLUDAU im Andreeschen Handatlas, Blatt 4. — [13] R. HAAGE, Die deutsche Nordseeküste. Inaug.-Diss., Leipzig 1899, S. 24. — [14] SAPPER, in Peterm. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 127, Gotha 1899, S. 79. — [15] Näheres bei R. HANSEN, Küstenveränderungen im südwestlichen Schleswig, in Peterm. Mitteil. 1893, S. 177, mit Karte. — [16] Zur reichen Literatur über Helgoland trat in jüngerer Zeit das Werk von BROHM, Helgoland in Geschichte und Sage, seine Landverluste und seine Erhaltung, Cuxhaven und Helgoland 1907. Mit vielen Karten. Sehr kritisch ist TITTEL, Die natürlichen Veränderungen Helgolands, Leipzig 1894. — [17] J. KUYPER, Alt- und Neu-Niederland, in Zeitschrift für wissenschaftl Geographie, Band IV, Wien 1883, S. 105. — [18] PENCK, a. a. O., Band II, S. 488 ff. — [19] FISCHER, u. a. in Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde, Berlin 1906, S. 560, 569. — [20] F. NANSEN, The bathymetrical features of the North Polar seas etc., Christiania 1904; s. auch Annal. d. Hydrogr. 1904, S. 458 ff. — [21] KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, 2. Aufl., Band II, Stuttgart 1911, S. 116. — [22] PHILIPPSON, in F. von Richthofen-Festschrift, Berlin 1893, über die Typen der Küstenformen, S. 27. — [23] PENCK, a. a. O., Bd. I, S. 302; Bd. II, S. 510. — [24] F. von RICHTHOFEN, a. a. O., S. 308. — [25] SUESS, a. a. O., II, S. 256 ff. — [26] Ein näheres Eingehen auf die Häfen des Atlantischen Ozeans war untunlich, so verlockend die Aufgabe ist; es läge dem Zwecke dieses Buches zu fern. Man vgl. aber H. WAGNER, Lehrb. der Geographie. 6. Aufl. I, S. 415, wo auch Literatur angegeben ist. — [27] Über Jan Mayen sind wir vergleichsweise sehr gut unterrichtet; s. die zusammenfassenden Beschreibungen und Karten von MOHN, in „Geografi", Den Norske Nordhavs-Expedition 1876—1878, Christiania 1882, und von B. von BOLDVA, im Österreich. Polarwerk für 1882/83, Band I, Teil 2, Wien 1886. (Trigonometr. Aufnahme.) — [28] THORODDSEN, Die Bruchlinien Islands und ihre Beziehungen zu den Vulkanen, in Peterm. Mitteil. 1905, S. 49 ff., Taf. 5; auch in Ergänz.-Heften Nr. 152 und 153, Gotha 1905/06. — [29] Vgl. z. B. KRÜMMEL in Reisebeschreibung der Plankton-Expedition, Kiel u. Leipzig 1892, S. 321. — [30] KRÜMMEL, ebenda, S. 80 ff. — [31] Näheres über Sable Insel s. in „Der Pilote", herausgegeben von der Seewarte, Bd. II, Hamburg 1903, S. 209 ff. — [32] Über St. Paul u. Fernando Noronha s. unter [33]. — [33] Challenger-Reports, Narrative, vol. I, 201 ff. — [34] Scottish Geogr. Magazine 1905 (XXI), S. 430. — [35] W. SACHSE, in Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde, Berlin 1899, S. 183; eingehender noch derselbe in Bd. IX des wissenschaftlichen Werkes über die deutsche Tiefsee-Expedition. — [36] G. NEUMAYER, Die deutschen Expeditionen der internationalen Polarforschung 1882—83, Bd. II, Beschreibende Naturwiss., Hamburg 1890, S. 109—166. — [37] H. H. PIRIE in Scottish Geograph. Magazine 1904 (XX), S. 130. — [38] NORDENSKJÖLD, Antarctic, vol. I, S. 280, auch SUPAN in Peterm. Mitteil. 1904, S. 30. — [39] H. H. PIRIE in Scottish Geograph. Magazine 1905 (XXI), S. 413, mit Karte; s. auch The voyage of the "Scotia", Edinburgh 1906, S. 237—238. — Zu dem ganzen § 15 vgl. man den anziehenden Aufsatz E. PHILIPPIS über ozeanische Inseln in Naturwiss. Wochenschrift vom 23. 6. 1907 (N. F. VI., Nr. 25). — [40] Für den ganzen § 16 sind fast einzige Quelle die zwei Arbeiten E. RUDOLPHS, Submarine Erdbeben und Eruptionen, in Gerlands Beiträgen zur Geophysik, Bd. I, 1887, S. 133—365 und Bd. II, 1895, S. 659 ff. — [41] SIEBERG, Handbuch der Erdbebenkunde, Braunschweig 1904, S. 155 u. 74.

Kapitel IV.

Die Tiefenverhältnisse der atlantischen Räume und ihre Bodenbedeckung.

A. Allgemeiner Überblick.

§ 17. Die atlantischen Tiefen und Bodentemperaturen.

(Tafel V*.)

Vor nunmehr 400 Jahren erlebte die europäische Kulturwelt die Entschleierung der horizontalen Umrisse des Atlantischen Ozeans: wie eine Offenbarung drang die Kunde von der Neuen Welt hin durch die Alte Welt. Heute vermögen wir von dem damals nur zaghaft und streckenweise befahrenen Weltmeere auch die vertikalen Umrisse, die Tiefen in den großen Zügen und in vielen kleinen Einzelheiten schon recht genau zu beschreiben, etwa so, wie uns auch der Kontinente Höhengliederung vom Geographen geschildert wird. Ein erstaunlich arbeitsvoller, aber in der kurzen Frist von 50 bis 60 Jahren zurückgelegter Weg der Forschung auf dem Atlantischen Meere hat zu befriedigender Lösung der Frage: Wie tief ist unser Ozean? geführt. Die Arbeit hat sich gelohnt; sind schon im Interesse der Schiffahrt und der transatlantischen Kabelverlegungen die Tausende und aber Tausende von Lotungen nötig gewesen, so liefert die geographische Behandlung der Messungsergebnisse immer von neuem lehrreiche Einblicke in gewisse gesetzmäßige Formen der Erdrinde unter dem atlantischen Meeresspiegel.

Wir fahren auf einem Dampfer aus dem Englischen Kanal nach Westen hinaus zum offenen Atlantischen Ozean; zunächst haben wir noch immer Lotgrund, d. h. wir können mit der Thomson-Lotmaschine auch während der Fahrt den Meeresgrund erreichen, und wir finden, daß das in grünblauer Farbe unser Schiff umrauschende Meer bei den Scilly-Inseln etwa 100 m tief ist, und wenn wir 350 km weiter gekommen sind bis etwa 11° W-Lg. auf 50° N-Br., so sind es erst 200 m. Nun aber nur wenige Kilometer noch weiter, und es verändert sich schnell die Wasserfarbe. Wir können keinen Grund mehr erreichen, es sei denn, daß der Dampfer stoppt und in stundenlanger Arbeit mittels einer Tiefseelotmaschine die Tiefe bestimmt: da werden wir inne, daß wir nunmehr über Tiefen von Mont-Blanc-Höhe schwimmen! Sehr schnell also vollzieht sich der Übergang von den weit nach See hinaus vorgeschobenen „Gründen vor dem Kanal“ hinab zur atlantischen Tiefsee.

Hierin kommt eine erste, fast durchweg vorhandene Gesetzmäßigkeit der Tiefengestaltung zum Ausdruck; sie betrifft also die Böschungsverhältnisse oder Neigungs-

* Tafel V bringt die große Tiefenkarte (am Ende des Buches, Deckeltasche).

winkel, unter denen der Abfall der kontinentalen Küsten zur Tiefsee sich vollzieht. Schon ein erster oberflächlicher Blick auf die Tiefenkarte (Tafel V) lehrt, daß im allgemeinen die landfernen Teile zwischen 3000 und 6000 m tief sind; die mittlere Tiefe des Atlantischen Ozeans ist auf rund 3900 m berechnet. Diese Tiefen werden derart erreicht, daß zunächst ein verschieden breiter, aber doch fast überall vorhandener Saum flachen Wassers der Küste vorgelagert ist, eine Zone, die unter Wasser annähernd den gleichen Böschungswinkel besitzt wie das angrenzende Festland über Wasser, und die daher als Schelf oder Kontinentalstufe[1], wenigstens in morphologischer Beziehung, noch nicht eigentlich zum Ozean gerechnet wird. An ihrem 100 bis 400, meist 200 m tiefen Außenrand tritt dann ein erheblich steilerer Abfall ein, findet eine oft äußerst schnelle Zunahme der Tiefe statt, so daß Einsenkungen von 5000 bis 6000 m Tiefe oft in wenigen Kilometern Entfernung vom Schelfrand gemessen werden. So auch in unserm Beispiel; die Außengründe vor dem Kanal stellen die Kontinentalstufe Westeuropas dar, sie gehören zum europäischen Festlandssockel. So umsäumt ein in der Tiefenkarte weiß gehaltenes Band von verschiedener Breite die Küsten Afrikas und Amerikas, seine Grenzlinie ist die 200-m-Tiefenlinie, während im übrigen nur die

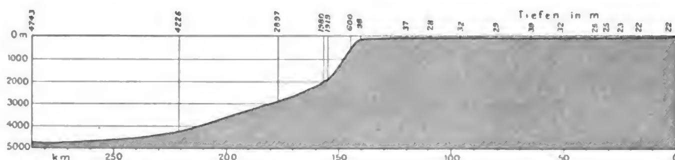


Fig. 23.

Profil von der westafrikanischen Küste (Sierra Leone) zur Tiefsee.

Länge zu Höhe 1 : 10.

Linien gleicher Meerestiefe von 1000 zu 1000 m Vertikalabstand eingezeichnet sind. Im Profil lassen sich diese Böschungsverhältnisse z. B. durch Fig. 23 klarlegen, die auf Lotungen des deutschen Vermessungsschiffes „Planet" an der Sierra-Leone-Küste beruht[2]; um von der Küste ab 100 m Tiefe zu erreichen, mußte man hier 140 km weit fahren, um aber von 100 m (98 m) die Tiefe von 4226 m zu finden, war nur die Zurücklegung von weiteren 80 km Entfernung notwendig.

Teilt diese charakteristische Form des Festlandssaumes der Atlantische Ozean mit den andern Weltmeeren, so darf die zweite, aus Tafel V sofort ersichtliche Gesetzmäßigkeit der Bodengestaltung als eine ganz speziell atlantische gelten; sie bezieht sich auf die geographische Anordnung der großen atlantischen Tiefseeböden nach ganz bestimmten, regelrecht entwickelten Formen. Wir sprachen (Seite 46) von der schlanken Gestalt des Atlantischen Ozeans und auch davon, daß das atlantische Tal zwar nicht gerade von Pol zu Pol reiche, aber doch eine Längsausdehnung von mehr als dem halben Erdumfang, nämlich von 21 000 km besitze, da es von der Beringstraße aus über den Pol hinweg bis zur Südküste des Weddell-Meeres bei Coats Land sich dehnt; endlich davon, daß die Quererstreckung mit rund 6500 km im Durchschnitt noch nicht ein Drittel jener Länge ausmache. Diese schlanke Form ist in Wirklichkeit noch

ausgeprägter, als die horizontalen Umrisse allein erkennen lassen; denn eigentlich sind zwei Täler, sind zwei Furchen vorhanden, die parallel zu den Küsten S-förmig verlaufen, nämlich eine **ostatlantische oder europäisch-afrikanische tiefe Mulde** und eine **westatlantische oder amerikanische tiefe Mulde**, beide getrennt durch den zentralatlantischen Rücken oder die **zentralatlantische Schwelle**, die ebenfalls die S-förmige Krümmung des Atlantischen Ozeans mitmacht. Wie ein Rückgrat zieht sich von Island im Norden bis zur Bouvet-Insel im Süden eine ziemlich schmale untermeerische Erhebung hin, welche auf Nord-Breite Tiefen von meist weniger als 4000 m, auf Süd-Breite solche von meist weniger als 3000 m aufweist, während westlich und östlich davon der Meeresboden zu weitgedehnten und sehr tiefen Mulden von über 5000, ja 6000 m absinkt. Die hier stehende kleine Fig. 24 läßt deutlich diese wichtigste Eigenschaft der atlantischen Bodengestaltung im Profil erkennen. Ganz im Norden und ganz im Süden fehlt freilich, soviel wir wissen, dieses Mittelstück, die atlantische Schwelle; denn sowohl im Nordpolarbecken wie im europäischen Nordmeer haben die größten Tiefen anscheinend eine zentrale Lage, herrscht die Beckenform vor, und auch das Weddell-Meer und die Gewässer südöstlich von der Bouvet-Insel dürften von der südatlantischen Zentralschwelle durch das atlantisch-indische Südpolarbecken mit 5000—6000 m Tiefe getrennt sein.

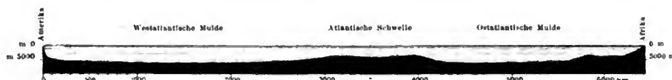


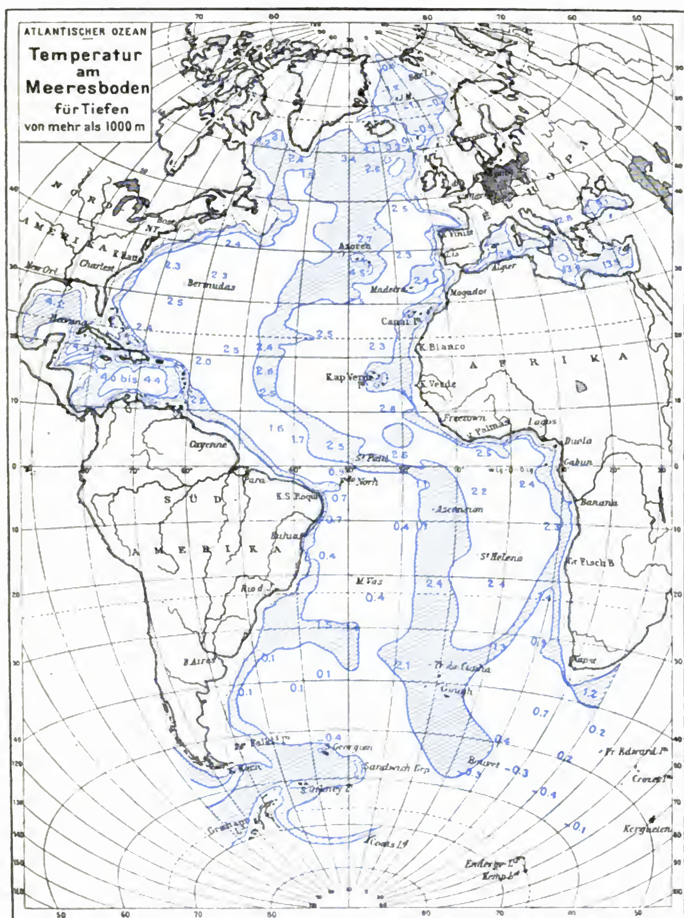
Fig. 24.

Durchschnitt durch den Nordatlantischen Ozean auf etwa 30° N-Br.; nach SUPAN.

Länge zu Höhe 1 : 30.

Aber im übrigen finden wir das Rückgrat des Atlantischen Ozeans überall auf das deutlichste ausgeprägt. Es beginnt bei dem nördlichen Polarkreis da, wo der später noch genauer zu beschreibende unterseeische Landrücken Ostgrönland, Island, die Fär Öer und Nordschottland verbindet; als Reykjanaes-Rücken zieht sich die Erhebung erst südwest-, dann südwärts bis zum Azoren-Plateau, in dem zwar einzelne kleine tiefe Löcher und Kessel eingesenkt liegen, das aber im ganzen nur etwa 2000 m Tiefe erreicht. Von hier hält die mittelatlantische Schwelle entsprechend dem Westwärts-Zurückweichen der amerikanischen Küsten erst SW-Richtung ein, dann jedoch S-Richtung, biegt auf 10° N-Br. sogar nach OSO um — entsprechend der OSO/WNW verlaufenden Nordküste Südamerikas — und trägt die in unmittelbarer Nähe des Äquators gelegenen Felsen St. Paul, wird bei östlicher Richtung immer schmäler, so daß unter etwa 18° W-Lg. wenige km südlich vom Äquator wohl nur eine Breite von 40 km mit einer größten Tiefe von rund 3500 m vorhanden ist. Dann gewinnt die Schwelle im Südatlantischen Ozean bei reiner N—S-Richtung des Verlaufes mit wachsender geographischer Breite wieder zusehends an Ausdehnung; Ascension steigt auf ihr über den Meeresspiegel empor, desgleichen Tristan da Cunha und die Gough-Insel und die Bouvet-Insel, wo die Schwelle unter rund 55° S-Br. offenbar ihr Ende findet.

In die Augen fallen uns ferner seitliche Abzweigungen der Schwelle, zunächst im Südatlantischen Ozean. Von der Gegend bei Tristan da Cunha und der Gough-Insel unter



Gebiet von 1000—4000 m Tiefe.

Fig. 25.

rund 40° S-Br. zieht in NO-Richtung ein schmaler Rücken — der Walfisch-Rücken — mit Tiefen von nur 3000, 2000 m, stellenweise weniger als 1000 m bis zur Großen Fisch-Bucht an der afrikanischen Küste, so daß das ostatlantische Tal hier in zwei Teile zerschnitten ist und die westafrikanische tiefe Mulde getrennt wird von der Kap-Mulde. Auch dem westatlantischen Tal geschieht etwas ähnliches; ebenfalls in den Breiten zwischen 40° und 30° S-Br. reckt sich mehr in der Gestalt eines Plateaus als eines Rückens von der südbrasilianischen Küste ostwärts eine breite Erhebung, über der weniger als 4000 m stehen, stellenweise sogar weniger als 1000 m Wasser gefunden sind: eine Bodenform, die, wenngleich sie den Anschluß an die zentralatlantische Schwelle nicht ganz erreicht, doch eine dem Walfisch-Rücken unverkennbar ähnliche Erscheinung darstellt (Rio-Grande-Rücken). Auch im Nordatlantischen Ozean liegt ganz offenbar der Ansatz zu einer ähnlichen, westöstlichen Schwellenbildung vor; wir erblicken ihn unter 50° N-Br. in dem sogenannten Telegraphenplateau, das mit Tiefen von nur 3000—4000 m das Azorenplateau an die europäische Flachsee im Osten ankettet, während nach der amerikanischen Seite hin durch das Vorhandensein von größeren Tiefen zwischen den Azoren und Neufundland die zentrale Schwelle keine volle Verbindung mit der amerikanischen Flachsee erreicht: auch hierin wieder analog der Sachlage auf südlicher Breite bei dem Rio-Grande-Rücken.

Diese großen Leitlinien der atlantischen Bodengestaltung gewinnen nun einen tiefgreifenden Einfluß auf die Wärmeverhältnisse am Boden[3] des Atlantischen Ozeans (Fig. 25). Das Wasser am Grunde der Eismeere besitzt eine Temperatur von unter 0°, und zwar im Nordmeer von —1.2°, im Südpolarbecken von mindestens —0.4°, und es erwärmt sich bei einem äußerst langsamen Fortschreiten nach dem Äquator hin nur ganz wenig, bis auf 0° und 1°; solche Bodentemperaturen treffen wir daher in den großen Tiefen der argentinisch-brasilianischen Gewässer und in der Kap-Mulde. Wo aber dies eiskalte Bodenwasser durch untermeerische Schwellen gehindert wird einzudringen, haben wir eine etwas höhere, der Temperatur des Schwellenwassers entsprechende Temperatur selbst in den größten Tiefen der von der freien Verbindung mit dem Eismeer abgeschlossenen Mulden, daher in der westafrikanischen Mulde durchweg, schon vom südlichen Wendekreis ab, 2.3° bis 2.5°, eine Bodentemperatur, die bis zur Biskaya gilt. Aber auch aus dem tiefen, der Ostküste Nordamerikas angelagerten Becken wird die gleiche Wärme des Bodenwassers mit rund 2.5° gemeldet; da nun diese nordwestlichen Teile des Ozeans, soweit wir wissen, nach Süden hin über den Äquator hinweg und am Kap San Roque vorbei überall in freier und tiefer Verbindung stehen mit den antarktischen Gewässern — der Rio-Grande-Rücken schließt ja nicht lückenlos an die Zentralschwelle an —, so entschließen wir uns zu der Annahme, daß die Einwirkung der inneren Erdwärme das im Laufe vieler Jahre von Süden nach Norden ziehende Bodenwasser im westatlantischen Talzuge um rund 3° erwärmt. Wir dürfen folgende Temperaturgrade ansetzen:

S-Br.	60	40	15	0	5	12	20 u. >	N-Br.
°C	—0.5°	0.0°	0.5°	1.0°	1.5°	2.0°	2.5°	

Weder der Indische noch der Stille Ozean haben eine in den großen Zügen auch nur annähernd so regelmäßige Tiefenplastik aufzuweisen wie der Atlantische Ozean infolge seiner durch die atlantische Schwelle geschaffenen Gliederung und Teilung in

eine meridional verlaufende, den Küsten parallele Doppelmulde oder Doppelfurche. Immer wieder haftet der Blick an dem rätselhaften Gebilde der zentralatlantischen Schwelle: dem S-förmigen Verlauf der Tiefenschwelle liegt zweifellos ein Gesetz zugrunde, das wir freilich nicht kennen, da bei der Unmöglichkeit, eine wirkliche geologische Untersuchung des Meeresgrundes auszuführen, die genetischen Verhältnisse, die Ursachen für die Bodenformen uns in den weitaus meisten Fällen verborgen bleiben werden. Immerhin mag die Idee des französischen Forschers Haug erwähnt werden, wonach die mittelatlantische Schwelle ein entstehendes, nach Verlaufsrichtung und Länge den amerikanischen Anden vergleichbares Kettengebirge andeutet derart, daß wir bei einer allmählichen Erhöhung des zentralen Rückens mit einer ebensolchen Vertiefung der seitlichen Mulden und Becken zu rechnen haben. Auch der deutsche Geologe Philippi[4] hält auf Grund der Analyse einiger Bodenproben östlich von St. Paul und südlich vom Walfisch-Rücken derartiges nicht für ausgeschlossen. Dies führt uns schon zu einem

§ 18. **Überblick über die regionalen Verschiedenheiten der Bodenbeschaffenheit im Atlantischen Ozean[5].**

(Tafel VI.)

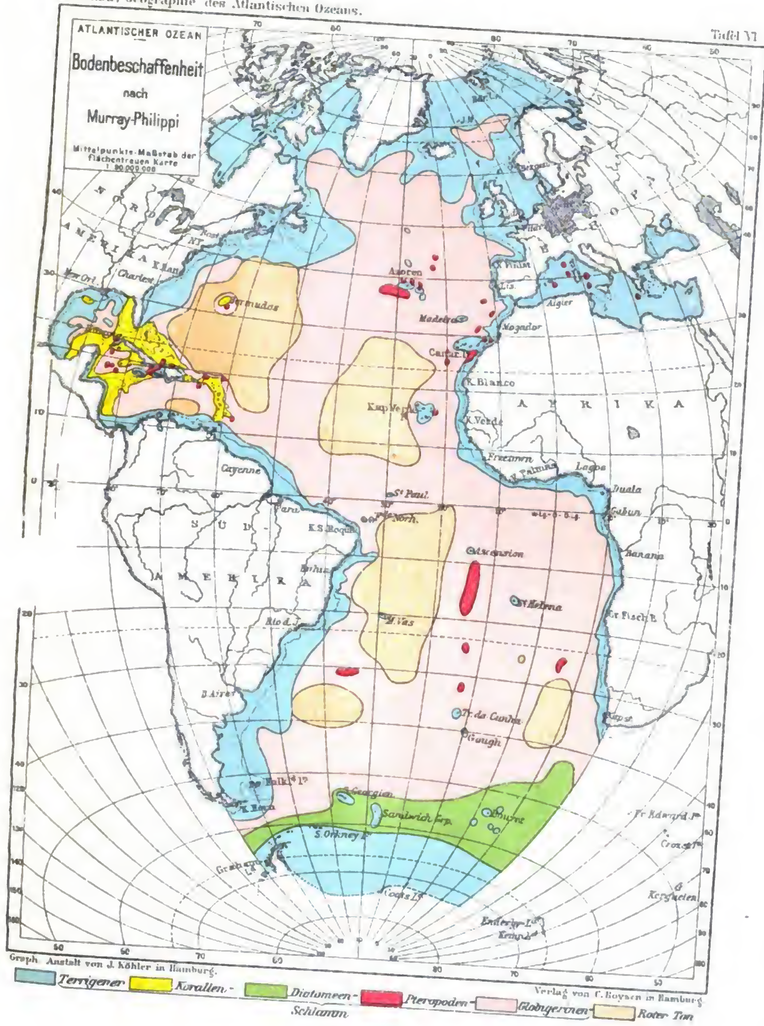
Da unser Meer bei großer Länge schmal ist, also eine schlanke Umrißform zeigt, derart, daß besonders im Norden große Flächen eine nur geringe Landferne (S. 49) besitzen, so verstehen wir, daß ein vergleichsweise bedeutender Anteil des atlantischen Meeresbodens von Sand-, Schlamm- und Schlickmassen bedeckt ist, die von den angrenzenden Festländern stammen. Hinzu kommt, daß eine erhebliche Zahl großer und größter Ströme dem Atlantischen Ozean ihre festen Bestandteile zuführen — es sei nur der St. Lorenz, Mississippi, Amazonas, La Plata und Kongo genannt. In der Tat werden rund 25 % des Areals des offenen Atlantischen Ozeans — ohne die Nebenmeere — von derartigen terrigenen Bodenablagerungen eingenommen, während die entsprechende Zahl im Stillen Ozean nur 9 % erreicht.

Der Boden des gesamten Nordpolarbeckens wird nach Nansen von einem braunen Tonschlick bedeckt; das Europäische Nordmeer, abgesehen von einem zentralen tiefen Teil, unsre Nord- und Ostsee und die englischen Gewässer, die Hudson-Bai, die Baffin-Bai, sodann sehr breite der Ostküste Nordamerikas sich anlagernde Flächen, die auf der Höhe der Neufundland-Bank bis 40° W-Lg. ostwärts vorspringen, sie alle tragen eine Bodenbedeckung durch Massen, die ihren Ursprung vom näher oder weiter entfernten Festland herleiten. Auch von den beiden Mittelmeeren, dem europäischen und dem amerikanischen großenteils, sowie von den breiten Schelfen oder Flachseestrecken vor der Ostküste Südamerikas gilt das gleiche. Dabei zeigen naturgemäß diese Ablagerungen erhebliche Verschiedenheiten untereinander. Gröbere Geröll- und Kiesmassen finden sich im allgemeinen nur ganz nahe dem eigentlichen Strand. Weiter hinaus kommen die feinen Sand- und Schlicklager vor, von deren Beschaffenheit mancher durch die Watten aus eigener Anschauung ein Bild gewonnen hat. Die vorwiegende Farbe des Schlickes ist blau oder schieferfarben, auch graugrün; doch tritt auch roter Schlick auf, so besonders an tropischen Küsten, wo Eisenoxyde den tonigen Stoffen der binnenländischen Lateritgebiete rötliche bis gelbliche Färbung verleihen, z. B. an der Küste von Guiana und Nordbrasilien. Neben diesem gewöhnlichen Tonschlick finden wir

auch Kalkschlick, z. B. im Mittelmeer, weit verbreitet, oder vulkanischen Sand von meist grauer Farbe, wie in weitem Umkreis von Island, um die Azoren, oder Korallensand, dem in dem westindischen Meere große Flächen zufallen. Glaziale Gesteinstrümmer werden im Laufe der Jahrhunderte und Jahrtausende, mit Eisbergen verfrachtet, aufgehäuft und weit über den Ozean hin verstreut; Mineralpartikelchen grönländischer Gesteine hat man noch östlich von der Neufundland-Bank auf der Vlämischen Kappe festgestellt, ja man will sie noch am Meeresgrunde bei den Azoren erkannt haben, also in einer Gegend, wohin Eisberge heute nicht mehr gelangen, aber vielleicht in der diluvialen Erdepoche trieben.

Allen diesen Bodenarten ist ihre vorwiegende Zusammensetzung aus festländischen Materialien gemeinsam. Wir ersehen zugleich aus den angegebenen Verbreitungsgebieten, daß die vom festen Lande stammenden Ablagerungen nicht auf geringe Tiefen beschränkt sind, wenn sie auch in der Hauptsache solche und mäßige Tiefe bedecken; immerhin kommen sie nicht selten in größten Tiefen zur Beobachtung, z. B. im Gebiet der Bahama-Inseln, im Mittelmeer, im Weddell-Meer, ja gerade am Boden der tiefsten Stelle des Atlantischen Ozeans, in dem Puerto-Rico-Graben, wurden sie bei mehr als 8300 m Tiefe gefunden. Die großen Fischereien, z. B. die neufundländische, isländische, norwegische, die Nord- und Ostseefischerei, sie alle vollziehen sich auf der Zone der terrigenen Böden, und die genaue Kenntnis der Verbreitung der Sande, Tone usw. gewinnt deshalb zumal für den Schleppnetzbetrieb außerordentliche Wichtigkeit. Da nicht selten der Schiffsführer aus der Beschaffenheit des Bodens einen Rückschluß auf den Schiffsort zu machen in der Lage ist, bringen auch die Seekarten meist genaue Angaben der Bodenbeschaffenheit innerhalb der Tiefen, die vom Patentlot während der Fahrt erreicht und gemessen werden können, also hinab bis zu rund 200 m.

Und wie sieht der Boden der landfernen atlantischen Tiefsee aus? Worauf h die transatlantischen Telegraphenkabel? Die Antwort ist: auch auf weichem Schl verschiedener Farbe; aber dieser Schlamm ist ausschließlich oder fast ausschlie ein Produkt des Ozeans selbst, insofern die Kalk- und Kieselgerüste kleiner und kleinster Meeresorganismen, zu Millionen und Milliarden im Laufe der Jahrtausende angehäuft, diese pelagischen Ablagerungen zusammensetzen. Somit besteht ein wesentlicher Unterschied zwischen den Böden der festlandnahen und der festlandfernen Regionen; die ersteren sind anorganischen, die letzteren organischen Ursprunges — soweit wir heute es wissen. Eine Art von Tiefseeboden, den Roten Ton, der auf Tafel VI mit Orange-Farbe gekennzeichnet ist und im Nordamerikanischen und Brasilianischen Becken sowie in der Kapverdeschen Mulde gerade die tiefsten Partien einnimmt, können wir bis jetzt überhaupt noch nicht recht erklären. Die wichtigste pelagische Ablagerung im Atlantischen Ozean, ja die sozusagen spezifisch atlantische Bodenart bildet der Globigerinenschlamm; er erreicht im Atlantischen Ozean absolut und prozentisch den Höhepunkt seiner Verbreitung, da er mehr als 48 Millionen qkm oder mehr als die Hälfte der ganzen Fläche bedeckt, wie wir dies schon an der roten Tönung in Tafel VI leicht überschauen. Vom Polarkreis im Norden bis Kap Horn und Süd-Georgien im Süden, von den Antillen im Nordwesten bis zum Kapland im Südosten reichen die abgelagerten Kalkgehäuse abgestorbener winziger Globigerinen, die lebend in den Oberflächenschichten schwammen, nach dem Absterben aber langsam zu Boden sanken; Fig. 26 zeigt in 15facher Vergrößerung das Bild einer Probe solchen Globigerinenschlammes. Nach Angaben englischer Kabelingenieure soll in den ge-



ATLANTISCHER OZEAN
Bodenbeschaffenheit
nach
Murray-Philippi
Mittelpunkts-Maßstab der flächentreuen Karte 1:90 000 000
NORD AMERIKA
SÜD AMERIKA
AFRIKA
EUROPA
Bermudas
Azoren
Madeira
Mogador
Algier
Canar. I.
K. Blanco
Kap Verde
K. Verde
Freetown
Lagos
Duala
Gabun
Banana
Cayenne
St. Paul
K. S. Roque
Ascension
St. Helena
M. Vas
Rio d. J.
B. Aires
Tr. da Cunha
Gough
Falkl. I.
S. Georgien
Sandwich Grp.
Bouvet
S. Orkney I.
Graham L.
Coats L.
Enderby L.
Kemp L.
Pr. Edward I.
Crozet I.
Kerguelen
Gr. Fisch B.
Kapst.
Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.
Verlag von C. Boysen in Hamburg.
Terrigener
Korallen-
Diatomeen-
Pteropoden-
Globigerinen-
Roter Ton
Schlamm

mäßigten Breiten des Atlantischen Ozeans innerhalb 10 Jahren eine Schicht von 2—3 cm Dicke gebildet werden, so daß 4000 Jahre eine Erhöhung des Bodens erst um 10 m bringen würden. Auf diesem Globigerinenschlamm lagern die transatlantischen Kabel ganz vortrefflich; sie sinken in ihn nicht tief ein, sondern werden allmählich durch den von oben kommenden Regen der kleinen Kalkschalen eingehüllt und dadurch vorzüglich konserviert. In je größerer Tiefe der Globigerinenschlamm lagert, desto geringer pflegt sein Kalkgehalt zu sein, und der schon genannte Rote Ton tritt dann in den größten, 5000 m überschreitenden Tiefen nicht selten an seine Stelle.

Auf den höheren südlichen Breiten, ungefähr parallel zur mittleren Grenze des Treibeises, also von 60° S-Br. im Meridian des Kap Horn nordostwärts zur Bouvet-Insel hin finden wir dann noch ein allmählich sich verbreiterndes Band von Diatomeenschlamm (Fig. 27), der sich herleitet aus Kieselgerüsten zahlreicher Diatomeen (Pflanzenplankton) und daher wesentlich verschieden ist vom Globigerinenschlamm.

Endlich treten, ganz zerstreut, kleine Bodenflächen auf, die mit sogenanntem Pteropodenschlamm bedeckt sind, z. B. südwestlich von den Azoren, an einzelnen

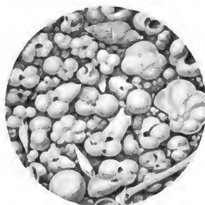


Fig. 26.
Globigerinenschlamm $\frac{15}{1}$



Fig. 27.
Diatomeenschlamm $\frac{180}{1}$

Nach MURRAY-PHILIPPI.

Stellen im Karibischen Meer und besonders auf dem Rücken der südatlantischen Schwelle, südlich von Ascension. Dies Sediment, noch nicht $^1/_2$ % des atlantischen Bodens überdeckend, stellt nur eine Abart des Globigerinenschlammes dar; die Kalkschalen der Pteropoden machen in den Proben jeweils $^1/_4$ bis $^1/_2$ der ganzen Masse aus. Anscheinend bevorzugt der Pteropodenschlamm mäßige Tiefen zwischen 1000 und 3000 m. Eine fünfte echt pelagische Bodenart, die des Radiolarienschlamms, scheint im Atlantischen Ozean gänzlich zu fehlen.

Metertief sinken die Lotröhren bei den Tiefenmessungen in diese feinen, weichen Schlammassen des Ozeanbodens hinein; wenn wir bedenken, welche Zeiträume notwendig sind, daß nur 1 m Ablagerung aus diesen z. T. mikroskopisch kleinen Organismenresten entstehe, so gelangen wir zu der Vorstellung, daß die Bodengestaltung des Atlantischen Ozeans, so wie die Lotungen sie uns enthüllt haben, etwas sehr altes ist und wohl ihrer Gesamtanlage nach bis in die Tertiärzeit hineinreicht. Immerhin lehrten andre Beobachtungen mehr geologischer Art (§ 12), daß in noch früheren Erdepochen wesentliche Verschiebungen gegenüber der uns heute geläufigen Verteilung

von Wasser und Land gerade innerhalb des Atlantischen Ozeans stattgefunden haben dürften: neue Analysen von gewissen atlantischen Bodenproben sprechen dafür, daß in einzelnen Fällen auch während der geologischen Gegenwart starke Änderungen der Tiefen wiederholt, und zwar in wechselndem Sinne, eingetreten sind, so z. B. in der Kap-Mulde und in der Nähe des Äquators.

Jedenfalls aber bilden — und dies ist eine für den Geographen wichtige Vorstellung — die tiefen Böden des Weltmeeres Stätten der Aufbereitung, der Ansammlung von Sedimenten, während von den angrenzenden Festländern ständig ganz gewaltige Materialmengen hinweggeführt werden hinaus zum Ozean.

§ 19. **Tabellarisch-statistische Angaben über die atlantischen Tiefen.**

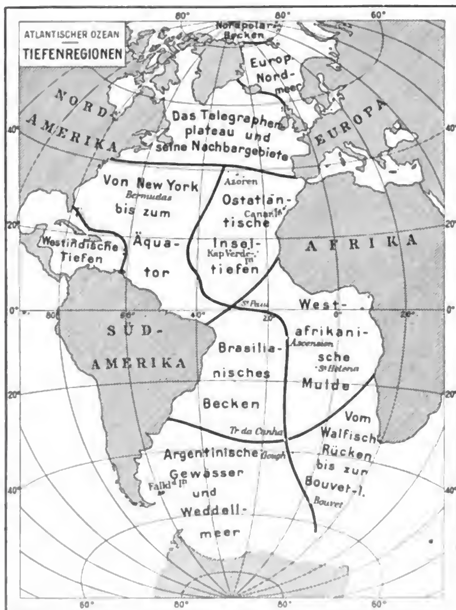


Fig. 28.

Für die Einzelschilderung sollen neun große Tiefenregionen, deren Ausdehnung Fig. 28 veranschaulicht, die Grundlage bilden. Südlich vom Rio-Grande-Rücken und Walfisch-Rücken breiten sich, getrennt ihrerseits voneinander durch die zentrale Längsschwelle, das Weddell-Meer und das argentinische Becken einerseits, die von der Bouvet-Insel bis zur Großen Fisch-Bucht reichende Kap-Mulde anderseits. Nördlich von den zwei Querrücken schließen wir in der östlichen Talhälfte die westafrikanische Mulde an, die über den Äquator hinüber bis zum Kap Verde gerechnet werden mag, in der westlichen Talhälfte das brasilianische Becken, das schon bei dem Äquator in der Nähe von St. Paul sein Ende findet. Für sich gehen ferner die westindischen Tiefen mit ihrer unübertroffen reichen, ja reizvollen Tiefengliederung; das europäische Gegenstück dazu erblicken wir im Mittelmeer. Der offene Nordatlantische Ozean gliedert sich im Westen in das vom Äquator bis nach Neufundland ausgebreitete nordamerikanische

I. Tiefenregionen.

Zum Vergleich: Deutsches Reich 540000 qkm.

	Regionen	Areal in 1000 qkm	%
§ 28	Europäisches Nordmeer	4 000	*4.4*
§ 27	Das Telegraphenplateau und seine Nachbargebiete	11 000	*12.1*
§ 26	Ostatlantische Inseltiefen	9 362	*10.3*
§ 25	Von New York bis zum Äquator	13 180	*14.5*
§ 24	Westindische Tiefen	4 818*	*5.3*
§ 23	Brasilianisches Becken	12 000	*13.2*
§ 22	Westafrikanische Mulde	12 452	*13.7*
§ 21	Vom Walfisch-Rücken bis zur Bouvet Insel	16 725	*18.4*
§ 20	Argentinische Gewässer und Weddell-Meer	7 363	*8.1*
	Ganzer Atlantischer Ozean	90 900	*100 0*

* Hier sind auch einige Gebiete am Außenrand der großen Antillen hinzugerechnet, z. B. der Puerto-Rico-Graben.

II. Tiefenstufen.

Tiefenstufen zwischen ...	Areal in 1000 qkm	%	Fläche von mehr als ... m Tiefe	Areal in 1000 qkm	%
Zwischen 0 und 200 m	7 155	*7.9*	Von mehr als 0 m Tiefe	90 900	*100.0*
„ 200 „ 1000 „	5 391	*5.9*	„ „ „ 200 „ „	83 745	*92.1*
„ 1000 „ 2000 „	3 960	*4.4*	„ „ „ 1000 „ „	78 354	*86.2*
„ 2000 „ 3000 „	6 444	*7.1*	„ „ „ 2000 „ „	74 394	*81.8*
„ 3000 „ 4000 „	18 684	*20.6*	„ „ „ 3000 „ „	67 950	*74.7*
„ 4000 „ 5000 „	26 631	*29.3*	„ „ „ 4000 „ „	49 266	*54.1*
„ 5000 „ 6000 „	21 978	*24.1*	„ „ „ 5000 „ „	22 635	*24.8*
„ 6000 „ 7000 „	576	*0.6*	„ „ „ 6000 „ „	657	*0.7*
über 7000 „	81	*0.1*	„ „ „ 7000 „ „	81	*0.1*
Ganzer Ozean	90 900	*100.0*			

74 % des Atlantischen Ozeans besitzen demnach eine Tiefe zwischen 3000 und 6000 m.

III. Bodenarten.

Bodenarten	Areal in 1000 qkm			*In % der Gesamtsumme*		
	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
Terrigene Böden	14 090	8 363	22 453	*15.5*	*9.2*	*24.7*
Korallenschlick	1 182	—	1 182	*1.3*	—	*1.3*
Diatomeen-Schlamm	—	4 545	4 545	—	*5.0*	*5.0*
Pteropoden-Schlamm	91	273	364	*0.1*	*0.3*	*0.4*
Globigerinen-Schlamm	22 634	25 907	48 541	*24.9*	*28.5*	*53.4*
Roter Ton	7 817	5 998	13 815	*8 6*	*6.6*	*15.2*
	45 814	45 086	90 900	*50.4*	*49.6*	*100.0*

Becken, im Osten in die von den Kapverden bis zu den Azoren reichende Kapverdesche Mulde, die durch die hineingebetteten Inselgruppen der Kapverden, Canaren, Madeiras, der Azoren und durch zahlreiche submarine Bänke ein besonderes Gepräge aufweist und deren Region daher als die der ostatlantischen Inseltiefen bezeichnet werden mag. Quer über den ganzen Ozean, von der Neufundlandgegend

bis zu den britischen Gewässern herüber, erstreckt sich sodann die Region des Telegraphenplateaus, dem wir aus äußeren Gründen im Westen eine Ausdehnung bis nach New York geben. Für sich steht schließlich, morphologisch sehr gut abgegrenzt vom Hauptgebiet des Ozeans, das Tiefbecken des europäischen Nordmeeres nördlich von Island bis Spitzbergen.

Bei den obenstehenden Zahlenreihen wollen wir uns gegenwärtig halten, daß die Seite 54 beschriebene Abgrenzung des Atlantischen Ozeans, die auch auf allen Tafeln dieses Buches Benutzung fand, zugrunde liegt, also die Nebenmeere (so z. B. das Mittelmeer und das nördliche Polarbecken) ausgeschieden sind, jedoch mit Ausnahme der westindischen Gewässer, die vom Atlantischen Ozean als geographischer Einheit nicht abtrennbar erscheinen. Wir erhalten dann für die eben genannten Tiefenregionen, für die einzelnen Tiefenstufen und für die Ausdehnung der verschiedenen Bodenarten die vorstehenden Werte. S. die Tabellen S. 95.

B. Die Einzelregionen der atlantischen Bodengestaltung.

§ 20. Das Weddell-Meer und die argentinischen Gewässer,

die am weitesten von Europa entfernt gelegenen Teile des Atlantischen Ozeans, bilden den äußersten Zipfel im Südwesten des atlantischen Doppeltales; nur in den größten Zügen vermögen wir bis heute die unterseeischen Bodenformen zu schildern, dabei handelt es sich um eine Meeresfläche, die etwa drei Viertel des Areals von Europa gleichkommt. Vom patagonischen Schelf abgesehen, sind nämlich nur wenige hundert Lotungen für diese gewaltige Fläche zur Gewinnung einer Auffassung von den Tiefen verfügbar. Im Süden bildet die Grenze der südpolare Kontinent, dessen Küstenverlauf auf der Strecke vom Graham-Land bis zum Coats-Land noch unbekannt ist; wenn ferner im Nordosten die südatlantische Schwelle, im Norden der Rio-Grande-Rücken und im Westen die südamerikanische Festlandsküste als Grenzen hinzukommen, so erhalten wir ein leidlich abgeschlossenes, zusammenhängendes Gebiet, das nur im Südosten ohne erkennbare Scheide hinüberreicht in die antarktischen Tiefen des Indischen Ozeans.

Interesse beanspruchen zunächst die Tiefenverhältnisse des westlichen Randes. Schon vom Wendekreis ab, bei Kap Frio, beginnt die Kontinentalstufe mit 200 m nicht erreichenden Tiefen sich zu verbreitern; von der Mündung des La Plata ab wird diese Stufe, die man nun mehr als patagonischen Schelf bezeichnet, immer breiter, so daß südlich von 50° S-Br. die Falkland-Inseln von der 200-m-Linie umschlossen werden und hierdurch die morphologische Zugehörigkeit dieser Inselgruppe zum südamerikanischen Festland dargetan wird. Aber dieser Schelf reicht in gewissem Sinne noch erheblich weiter seewärts; die von der Ostküste Feuerlands und der kleinen Staten-Insel angegebene SO—O-Richtung tritt auch auf in der W—O-Erstreckung der eigentümlichen Burdwood-Bank, die bei einer Breite von rund 100 km eine Länge von 350 km besitzt, und auf der Tiefen von 100 m, auch nur 46 m vorkommen. In größerem Umkreise erreichen dann weiterhin die Tiefen noch nicht 1000 m, und wenn wir in einem Bogen von der Burdwood-Bank über die 50 m hohen Felsenspitzen der Shag Rocks (54° S-Br. 43° W-Lg.) nach Süd-Georgien, von da zu den 10 Inselchen der Südlichen Sandwich-Gruppe, dann über eine untermeerische Erhöhung mit nur 1081 m zu den Süd-Orkneys und schließlich zum antarktischen Kontinent im Graham-Land uns begeben, so umfahren wir ein Gebiet mit Tiefen von weniger als 4000 m — Tafel V läßt uns deutlich das Vorhandensein eines großen Plateaus innerhalb des Halbkreises

erkennen; nur von Westen her, südlich vom Kap Horn, schneidet eine schmale tiefe Furche oder Rinne aus dem Stillen Ozean herein. Übrigens weist die ganze Gruppierung der Falkland-Inseln, Süd-Georgiens und der Sandwich-Inseln in einem nach Osten konvexen Bogen große Ähnlichkeit auf mit der Inselkette der Großen und Kleinen Antillen, die ebenfalls ostwärts in den Atlantischen Ozean hinausgebaut ist. Die von Suess[6] ausgesprochene Vermutung, daß an der Außenseite, also am östlichen Rande Süd-Georgiens oder der Sandwich-Inseln ein tiefer Graben ähnlich dem Tiefseegraben nördlich von Puerto Rico (S. 107) sich finden könne, erscheint auch durch Ähnlichkeiten des innern, also geologischen Aufbaues nicht unbegründet; ob ein solcher Graben tatsächlich vorhanden ist, darüber erwarten wir in Kürze durch Tiefenmessungen seitens der Filchnerschen Südpolarexpedition Aufschluß zu erhalten.

Die mächtige Bucht, welche zwischen Graham- und Coats Land vielleicht bis 80° S-Br. sich dehnt und gleich dem Nordpolarbecken fast überall von Eis bedeckt ist, birgt gleich diesem ozeanische Tiefen von über 4000 m; steil scheint der Abfall von Coats Land zur Tiefsee zu sein, da in nur wenigen Kilometern Abstand die „Scotia" 4334 m lotete. Beim Fortschreiten nach Norden und Nordosten nehmen die Tiefen noch zu. Wir gelangen in das sogenannte atlantisch-indische Südpolarbecken mit 5000 m überschreitenden Tiefen; sie führen uns in nordwestlicher Richtung hinüber in das Argentinische Becken, das wahrscheinlich sogar über 6000 m tiefe Stellen besitzt, da 5997 m schon gemessen wurden. Freilich sind riesige Flächen zwischen 40° und 60° S-Br., 10° und 40° W-Lg. vorhanden, in denen noch nirgends ein Lot den Meeresboden berührte, sie gehören zu den unerforschtesten Teilen des Weltmeeres überhaupt. Wie kühn es ist, über deren Bodengestaltung etwas zu sagen, wird klar, wenn wir uns vergegenwärtigen, daß eine entsprechende nordatlantische Zone einerseits von der Breite Lissabons bis zu den Fär Öer, anderseits von der portugiesischen Westküste westwärts weit über die Länge der Azoren hinaus reichen würde!

Zweierlei jedoch kann mit ziemlicher Bestimmtheit behauptet werden. Erstens, daß das Argentinische Becken in ganz freier unterseeischer Verbindung mit der antarktischen Tiefsee steht; denn Bodentemperaturen von 0.4°, ja 0.1° auf der Breite der La-Plata-Mündung, von —0.4° zwischen Süd-Georgien und der Sandwich-Gruppe erscheinen nur unter dieser Voraussetzung möglich (S. 90).

Das Zweite ist, daß das Relief dieser Region in Wirklichkeit keinesfalls die Einförmigkeit aufweist, die aus der Karte bei dem Mangel an einer genügenden Zahl von Tiefenmessungen heraustritt; wie unruhig verlaufen die Tiefenlinien in dem besser erforschten nordatlantischen Teil, wie reich ist dessen vertikale Gliederung! Doch haben wir hier im Süden auch schon Andeutungen von reicher unterseeischer Gestaltung, Bänken und Untiefen. In dem Jahre 1854 wurde nämlich von Kapitän Feyen[7] zwischen 49° S-Br. 35° W-Lg. und 45° S-Br. 27° W-Lg. eine Bank, auf der er bei Lotungen nur 50 bis 150 m Tiefe fand, entdeckt; freilich ist diese Bank niemals wieder später angelotet, so daß heute Zweifel bestehen, ob sie in Wirklichkeit existiert. Jedenfalls wäre das Vorhandensein einer großen, rund 800 km weit in WSW—ONO-Richtung sich erstreckenden unterseeischen Erhebung im offenen Ozean, nahezu halbwegs zwischen dem Kap Horn und dem Kap der Guten Hoffnung, eine Sache von erheblicher Bedeutung für die atlantische Geographie, und die Erfüllung des schon von Dinklage ausgesprochenen Wunsches, die Gegend möge bald einmal genau mit guten Lotmaschinen vermessen werden, erhoffen wir ebenfalls vom Südpolarschiff „Deutschland".

An der Nordgrenze des Argentinischen Beckens sind ähnliche Erhebungen durch die Arbeiten der „Enterprise" ganz sicher festgestellt; auf dem Rio-Grande-Rücken unter rund 31° S-Br. steigen aus 4000—5000 m tiefem Ozean einzelne Teile des Meeresbodens bis zu 658 m — soweit bis jetzt bekannt — auf, und es ist auch hier, wenn wir nordatlantische Verhältnisse heranziehen, das Vorhandensein von vielleicht einer ganzen Reihe weiterer solcher Berge sowie auf Grund der neuesten Vermessungen der „Deutschland" ein mit Tiefen von weniger als 4000 m an das Festland angegliederter, plateauartiger Rücken wahrscheinlich. Gleichwohl reicht sicherlich dieser Rücken oder Bergzug geschlossen nicht bis zur zentralatlantischen Schwelle; ein solcher würde ja das kalte argentinische Bodenwasser von den Tiefen des Brasilianischen Beckens abschneiden, und es müßten dann die Temperaturen am Boden dieses letztgenannten Beckens höher sein als sie tatsächlich sind (S. 97). Das lehrreiche Beispiel einer vollkommenen Scheidewand zwischen zwei tiefen Meeresbecken bietet dagegen der Walfisch-Rücken, den wir nunmehr kennen lernen.

§ 21. Von der Bouvet-Insel bis zum Walfisch-Rücken. (Die Kap-Mulde.)

Die zwischen Südafrika und der zentralatlantischen Schwelle eingebettete tiefe Kap-Mulde — die südöstlichste Region des Atlantischen Ozeans — bildet in mancher Hinsicht das Gegenstück zum Argentinischen Becken; ein wichtiger Unterschied liegt jedoch darin, daß, während im Westen der südamerikanische Kontinent und der südpolare Kontinent sich einander stark nähern und einer nur etwa 900 km breiten Straße zum Stillen Ozean Raum lassen, im Osten das feste Land im Kapland bereits unter 35° S-Br. aufhört und wohl erst unter 70° S-Br. ein Festlandsrand wieder erreicht wird: daher breitet sich hier eine über 35 Breitengrade oder rund 4000 km gedehnte Übergangszone zum Indischen Ozean aus, die in Wirklichkeit dem Fehlen einer natürlichen Grenze zwischen beiden Weltmeeren gleichkommt.

Die Kap-Mulde reicht in der Tat weit in den Indischen Ozean hinein, in SO-Richtung. Um so besser erscheint die Begrenzung an der SW-, NW- und NO-Seite. Was die SW-Grenze betrifft, so ist der Verlauf der zentralatlantischen Schwelle von Tristan da Cunha und Gough-Insel bis zur Bouvet-Insel, wenn auch durch die Lotungen noch nicht ganz gesichert, doch wahrscheinlich, mit 4000 m nicht erreichenden, stellenweise nur 2400 m ergebenden Tiefen. Die kleine Bouvet-Insel[8], in einem äußerst stürmischen Meere auf 54° 26′ S-Br. 3° 24′ O-Lg. gelegen, regelmäßig wohl mehrere Monate des Jahres von Eis blockiert, stellt den südlichsten Vorposten der Schwelle, dieser charakteristischsten Erscheinung atlantischer Bodenplastik, dar und baut sich auf über einem in ziemlich weitem Umkreise 2000—3000 m tiefen Plateau, das von vulkanischem feinen Schlick oder vulkanischem gröberen Sand bedeckt ist.

Die NO-Begrenzung bildet bis zum Kap Frio oder der Großen Fisch-Bucht der südafrikanische Kontinent, dessen Schelf, zum Unterschied vom patagonischen, an der Westküste nur sehr schmal ist. Bei dem Kap der Guten Hoffnung aber tritt mit einem Male in der die ganze Südküste des Kaplandes einfassenden dreieckigen Agulhas-Bank eine Verbreiterung der Kontinentalstufe ein, die wohl ziemlich sicher ein Stück alten Festlandes darstellt; seit bekannt ist, daß auch Madagaskar, in seinem tektonischen Aufbau als Tafelland von durchaus afrikanischem Typus, ebenfalls nach Süden zu eine unterseeische Fortsetzung besitzt, hat eine solche Auffassung noch mehr Berechtigung

als früher. Der kontinentale Charakter der Neufundland-Bank, die man gern mit der Agulhas-Bank verglichen hat, ist dagegen von mancher Seite bestritten. Die von dem Kap der Guten Hoffnung bis zum Kap Recife vor Port Elizabeth gerechnete Basis des Bankdreiecks besitzt eine Länge von etwa 650 km und die Bank innerhalb der 200-m-Tiefenlinie ein Areal von rund 120 000 qkm, bedeckt also eine Fläche so groß wie Süddeutschland einschl. Elsaß-Lothringen. Die Tiefen (Fig. 29) schwanken unregelmäßig zwischen 50 und 150 m; dies, ferner ein sehr steiniger und felsiger Untergrund, der mit Bruchstücken harter Wurmröhren, Quarzsanden, Glaukonitsteinkernen u. a. übersät ist, machen eine Grundnetzfischerei unmöglich und haben es auch verhindert, daß irgendein Telegraphenkabel dem Boden der Bank übergeben werden konnte, zumal auf ihr bei Stürmen eine schwere Grundsee alles aufwühlt. Nach Südwesten fällt die Agulhas-Bank ziemlich steil zur Kap-Mulde ab, nicht so nach Südosten, wo nur allmählich die Tiefen ozeanische Beträge erreichen, und man nach den Crozet-Inseln gelangen kann, ohne 4000 m Tiefe zu überschreiten.

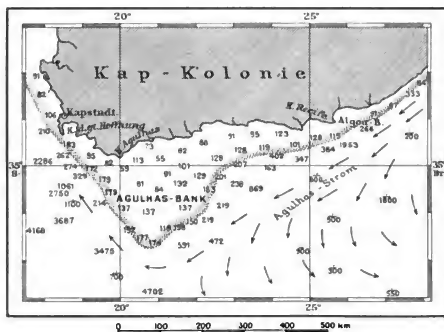


Fig. 29.

Die Agulhas-Bank.

Tiefen in Meter.

Im Nordwesten endlich wird durch den **Walfisch-Rücken**[9] eine ungemein bedeutsame und scharfe Begrenzung der Kap-Mulde geschaffen (Tafel V). Von der zentralatlantischen Schwelle zweigt auf der Höhe der mehrfach schon genannten kleinen Inseln Tristan da Cunha und Gough ein beiderseits zu Tiefen von mehr als 5000 m abfallender, schmaler Rücken ab, der etwa NO- oder NOzN-Richtung einhält und bei Kap Frio zwischen 18° und 20° S-Br. an das afrikanische Festland anschließt. Mit Tiefen von 3500 m oder einer relativen Erhebung von 1500 m über die nördlich und südlich von ihm befindlichen tiefen Mulden beginnt der Walfisch-Rücken im Südwesten; er wird dann immer höher gegenüber der Umgebung, da seine Tiefen nördlich vom 25. Breitenparallel auf durchschnittlich 2500 m abnehmen, und endet in einem unter 20° S-Br. westwärts vorspringenden Teile des festländischen Schelfes mit 1200 bis 1500 m Tiefe. An einzelnen Stellen, so in der Valdivia-Höhe unter rund 26° S-Br. und 6° O-Lg., finden wir kleine Bergkuppen der allgemeinen Erhebung noch aufgesetzt, da hier z. B. nur 936 m an einer Stelle gemessen sind. Die Gesamtlänge des Rückens von Tristan da Cunha bis Kap Frio ist auf 3300 km zu veranschlagen, die mittlere Breite auf 200 km, die mittlere Erhebung über die Umgebung auf knapp 2000 m: so ergibt sich, auf festländische Verhältnisse übertragen, das Bild eines außerordentlich imposanten Gebirges. Denn die Alpen bringen es, von der Riviera

bis nach Wien gemessen, bei etwa gleicher Durchschnittsbreite nur auf 1100 km Länge, der Walfisch-Rücken ist also dreimal länger. Auch fehlen ihm, da Erhebungen mit weniger als 1000 m Wassertiefe vorkommen, Gipfel von mehr als 4000 m Höhe nicht. So lüftet sich bei dem Studium der atlantischen Tiefen dem geographischen Blicke der Schleier von einem vor wenigen Jahren noch gänzlich unbekannten, gewaltigen Zuge im Antlitz der Erde; der Größe des entrollten Naturbildes entspricht der Name „Walfisch-Rücken" vorzüglich, wenn auch die auf Supan zurückgehende Benennung dadurch zustande kam, daß man anfänglich meinte, der Rücken ende in der Nähe der Walfisch-Bucht.

Daß im übrigen bei der wesentlichen Verschiedenheit zwischen kontinentalen und ozeanischen Bodenformen der trockengelegte Walfisch-Rücken besonders in allen kleinen Zügen nicht den Anblick des jungen Faltengebirges der Alpen bieten würde, braucht kaum gesagt zu werden. Der Walfisch-Rücken muß jedenfalls eine völlig geschlossene, massige Erhebung sein, die nirgends von tieferen Einschnitten durchfurcht sein kann. Wir erschließen dies mit völliger Sicherheit aus den eigentümlichen Unterschieden der senkrechten Wärmeverteilung im Norden von dem Rücken (in der Westafrikanischen Mulde) und im Süden von dem Rücken (in der Kap-Mulde). Im erstgenannten Bereich besitzt das Bodenwasser eine Temperatur von 2.5° selbst in den tiefsten Einsenkungen, im zweitgenannten aber eine solche von nur 0.9° bis 1.4°, und wenn wir hier (also in der Kap-Mulde) bis in die geographische Breite von nur 50° S. südwärts vordringen, so finden wir 0.0° am Meeresgrund, im Südpolarbecken sogar nur —0.5°. Dies bedeutet mit andern Worten: das eisige Bodenwasser des antarktischen Meeres erwärmt sich beim Vordringen nach Norden ganz allmählich von —0.5° bis auf 1° oder 1.4° am Südabhang des Walfisch-Rückens, vermag aber dies Gebirge nicht zu überschreiten; nur die in der mittleren Kammhöhe des Rückens befindlichen Tiefwasserschichten von rund 3000 m aufwärts und mit einer Temperatur von mindestens 2.5° gelangen nach Norden hinüber und erfüllen nun auch die tiefsten Stellen der Westafrikanischen Mulde. Der Walfisch-Rücken schützt also die nördlich von ihm sich breitenden Bodenflächen vor dem eisigen südpolaren Wasser, wenn auch die Unterschiede nur wenige Grade ausmachen; ähnlicher Sachlage begegnen wir noch in den westindischen Meeren und im Mittelmeer, und wir erkennen, daß es auch im Ozean thermisch begünstigte, durch Gebirgswälle geschützte Regionen gibt, ähnlich wie von klimatisch bevorzugten Landgebieten durch Bergzüge kalte Luftströmungen ferngehalten werden.

Die Verschiedenheit des Bodenwassers nördlich und südlich vom Walfisch-Rücken prägt sich übrigens auch im Salzgehalt aus; in der Westafrikanischen Mulde beträgt er durchschnittlich 34.89‰, in der Kap-Mulde nur 34.73‰: eine anscheinend kleine, aber doch vollkommen sicher festgestellte und bedeutsame Differenz*.

§ 22. Die Westafrikanische Mulde

soll im Osten durch die Küste vom Kap Frio oder der Großen Fisch-Bucht bis zum Kap Verde, also von 15° S-Br. bis rund 15° N-Br. begrenzt sein; im Westen bietet sich als natürliche Grenze das Stück der mittelatlantischen Schwelle dar, das von Tristan da Cunha bis St. Paul reicht oder von 35° S-Br. bis zum Äquator. Eine ausgezeichnete Südgrenze liefert das eben beschriebene Gebirge des Walfisch-Rückens; nur im Norden ist die Abgrenzung unsicher und „fließend", immerhin aber nahegelegt in einer St. Paul

* Vgl. hierzu den späteren Abschnitt über Salzgehalt in § 29.

mit dem Kap Verde verbindenden Linie, da hier größere Flächen die Tiefe von 4000 m, ja selbst 3000 m nicht erreichen und sowohl vom Grünen Vorgebirge her als auch von der Kuppe des St.-Paul-Felsens aus ziemlich weitgreifende Verseichtungen, d. h. unterseeische Erhebungen eine Verbindung anbahnen.

Innerhalb dieser Grenzen dehnt sich die Westafrikanische Mulde, über deren Sohle durchschnittlich 5500 m Tiefe gemessen wird. Der Anstieg von der Mulde zur afrikanischen Küste ostwärts verläuft mäßig steil, zur zentralen Schwelle westwärts sehr allmählich. Im ganzen ein außerordentlich einförmig gestaltetes Stück des atlantischen Meeresbodens, dessen ruhige Formen durch die in der NO-Ecke, im Golf von Guinea aufsteigende Inselkette von Anno Bon bis Fernando Po nicht wesentlich gestört werden. St. Helena gehört der Mulde an; die Basis des Inselsockels liegt in rund 4200 m. Ascension dagegen ist eine Erhebung auf der Schwelle oder, wenn man lieber will, eine Erhebung auf dem Westhang der Schwelle und würde in diesem Falle schon zum Brasilianischen Becken morphologisch zu rechnen sein. Ascension steigt aus rund 3200 m tiefem Meere. — Beschrieben wurde bereits im vorigen Abschnitt (S. 100), wie durch die wallgleiche Erhebung des Walfisch-Gebirges das südpolare Tiefenwasser abgehalten wird, unvermischt in die Westafrikanische Mulde einzudringen; verhältnismäßig warm und starksalzig sind daher ihre ringsum geschützten Bodenwässer.

Wir könnten nun diese Gegenden verlassen, wenn nicht zwei in geographischer Hinsicht höchst interessante Kleinformen des submarinen Reliefs unsre Aufmerksamkeit fesselten; die eine finden wir dicht am Kontinentalrand in der sogenannten Kongo-Rinne, die andre mitten im Ozean, nahe dem westlichen Ende der Westafrikanischen Mulde, in der Romanche-Tiefe*.

Was die Kongo-Rinne[10] oder Kongo-Furche (Fig. 30) anlangt, so dehnt sich in einer Breite bis zu 100 km entlang der afrikanischen Küste der noch nicht 1000 m, vielfach nur 50—100 m tiefe Schelf oder Kontinentalsockel aus. In diesen Sockel ist nun auf 6° S-Br. eine tiefe, schlauchartig bis in die festländischen Teile des Kongostromes hineinreichende Rinne geschnitten, ein untermeerisches Cañon von wenigstens 150 km west-östlicher Erstreckung und einer Breite, die draußen am Schelfrand auf 15 km, zwischen Banana und der Shark-Spitze noch auf 3 km anzusetzen ist. Die Tiefen in der Rinne betragen 1000 bis 1500 m an der Außenkante, 400 bis 500 m nahe bei der Mündung gegenüber Banana, und noch weit oberhalb von Banana sind mitten in den gelben Fluten des Riesenstromes Tiefen von mehr als 200 m gemessen. Aus Spezialkarten wird dabei ersichtlich, daß der Kongofurche nicht die regelmäßige Gestalt eines ebenen, V- oder U-förmigen Tales zukommt, sondern daß innerhalb der allgemeinen Einsenkung viele kleinere und größere Unebenheiten, tiefe Löcher und starke Erhebungen lokaler Art auftreten. Die Böschungswinkel erreichen stellenweise außerordentlich große Beträge; so wurde z. B. neben 31 m auf dem Schelf fast unmittelbar dabei, nämlich 200 m davon entfernt, die Tiefe von 731 m gemessen, woraus sich eine Abdachung von mehr als 75° errechnet: dem menschlichen Auge würde sich hier eine imposante, völlig senkrechte Wand von 700 m Höhe zeigen.

Viel umstritten ist die Entstehungsgeschichte der merkwürdigen Bildung; genau in der westlichen Fortsetzung des Kongo gelegen, dürfte sie das versunkene Tal dieses Stromes aus früherer Erdepoche sein.

* So genannt nach dem französischen Schiff, das die Tiefe entdeckte (S. 31).

Die andre, eigenartig gestaltete Stelle des Bodens der Westafrikanischen Mulde sehen wir in der Romanche-Tiefe[11] unter 0° bis 0°30′ S-Br. und 18° bis 19° W-Lg. Hier, unmittelbar am Äquator, erreicht das Lot über einer Fläche von höchstens 3500 qkm den Meeresgrund erst bei mehr als 6000 und 7000 m Tiefe; die größte Tiefe geht, soweit bisher bekannt, bis 7370 m. Die Fläche von 3500 qkm für die 6000 m überschreitenden Tiefen entspricht etwa dem Areale des Großherzogtums Sachsen-Weimar, eine für die atlantisch-ozeanischen Raumverhältnisse verschwindend geringe Ausdehnung. Gleichwohl beansprucht diese Stelle des Meeresbodens in verschiedener Hinsicht unser ganz besonderes Interesse. Erstens steht die Romanche-Tiefe im ganzen Atlantischen Ozean, ja vielleicht im Weltmeer überhaupt, um deswillen einzig da, weil nirgends wieder in so großer Landentfernung wie hier Tiefen von mehr als 7000 m ge-

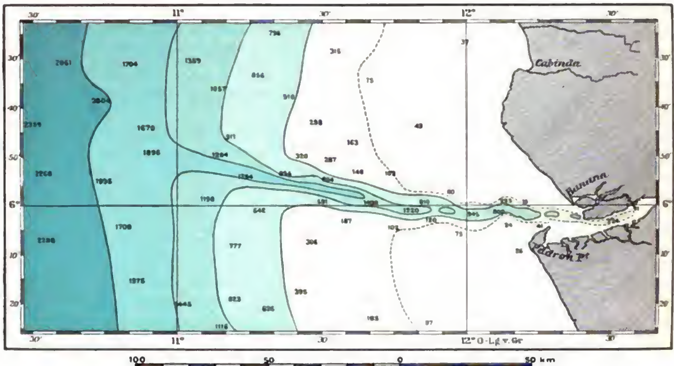


Fig. 30.

Das unterseeische Tal des Kongo.
Tiefen in Meter.

messen sind. Wir befinden uns ja unter 18° W-Lg. genau halbwegs zwischen Afrika und Südamerika, in mehr als 1200 km Abstand vom Festland; die ganz großen Weltmeertiefen treten aber sonst überall „randständig", d. h. nahe am Festlandrand auf. Das zweite und wesentlichste Moment dürfen wir in der unmittelbaren Nachbarschaft des atlantischen Rückgrates erblicken: der sehr kleine, aber tiefe Einbruchskessel der Romanche-Tiefe ist in die zentralatlantische Schwelle förmlich hineingeschnitten, und zwar in deren nördliche Abdachung. Deshalb auch gehört der Romanche-Kessel zur Westafrikanischen Mulde und nicht, wie früher angenommen wurde, zum Brasilianischen Becken; die neuesten Lotungen lassen deutlich erkennen, daß die Zentralschwelle in einer Breite von freilich nur 30 km südlich von der 7000-m-Stelle entlang zieht. Daher treten auf 40 bis 50 km Entfernung um den Kessel herum schon Tiefen von nur 3500 m und noch weniger auf, woraus sich Böschungen von 1 : 10 ergeben; stellenweise

steigen die Abhänge sicherlich noch steiler an. Philippi[4] hält es für möglich, daß hier ein Gebirgsland von alpinem Charakter am Meeresgrunde sich verbirgt. Es kommt schließlich hinzu, daß die heraufgebrachten Bodenproben ganz eigentümliche Schichtung aufweisen, insofern Sande von vollkommen kontinentalem Ursprung eingebettet liegen zwischen rein ozeanischen Ablagerungen; dies und die häufig von der Gegend des atlantischen Äquators gemeldeten Seebeben (S. 83) sprechen dafür, daß gewaltige Verschiebungen der Erdrinde hier vorgekommen sind und vielleicht noch andauern.

§ 23. **Das Brasilianische Becken**

kann als das westliche Gegenstück zur afrikanischen Mulde gelten, es zeigt viele ähnliche Züge und erscheint doch auch wieder von ihr verschieden. Ähnlich ist es hinsichtlich der Größen- und Tiefenverhältnisse im ganzen; beiden Regionen kommt ein Flächenraum von rund 12 Millionen Quadratkilometer zu, beiden durchschnittlich größte Tiefen von 5500 m im zentralen Teile, beide finden ihre eine Begrenzung an der südatlantischen Schwelle, eine zweite an der Kontinentalküste; bei beiden ist die Nordgrenze undeutlich, für das Brasilianische Becken kann sie in einer von den St.-Paul-Felsen nach Westsüdwest über die Erhebungen der Rocas und Fernando Noronhas zum Kap San Roque gezogenen Linie erblickt werden.

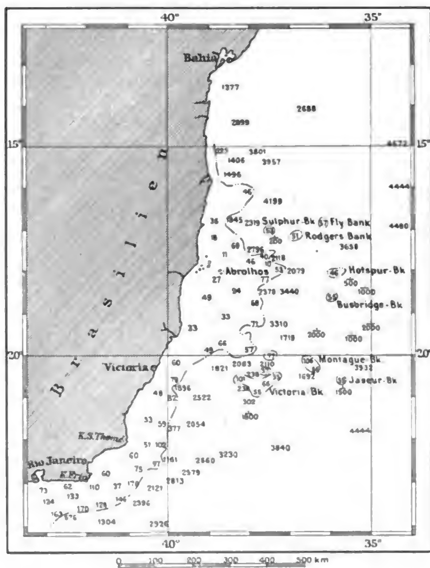


Fig. 31.

Die Meerestiefen bei den Abrolhos und Umgebung.

Tiefen in Meter.

Ein wesentlicher Unterschied liegt jedoch an der Südgrenze vor. Während die Westafrikanische Mulde durch den Walfisch-Rücken ganz abgeschlossen ist gegen das unmittelbare Eindringen südpolarer Gewässer, fehlt eine solche Mauer dem Brasilianischen Becken. Zwar sind in dem sogenannten Rio-Grande-Rücken bedeutende Ansätze dazu vorhanden, zwar ragen, wie die Tiefenkarte (Tafel V) erkennen läßt, zwischen 30° und 35° S-Br. einzelne Höhen bis an 600 m unter dem Meeresspiegel empor, aber zu einer geschlossenen mauerartigen Verbindung mit der Zentralschwelle kommt es nicht. Ein

breiter Durchgang mit über 4000 m Tiefe gestattet dem Bodenwasser hoher und höchster südlicher Breiten nordwärts hindurchzupassieren, und die Folge ist eine Bodentemperatur, die um durchschnittlich 2° hinter derjenigen der Westafrikanischen Mulde zurückbleibt. So kommt es, daß noch nahe dem Äquator und bei Kap San Roque die Wärme des Bodenwassers zu 0.6° bis 0.9° gefunden wird, auf der afrikanischen Seite jedoch, z. B. bei Kap Palmas in gleicher Tiefe zu 2.4°.

Wir erwähnen noch einige Bänke und Untiefen, besonders die auffällige von Rio de Janeiro oder richtiger von Kap Frio bis in die Nähe von Bahia sich erstreckende sogenannte Abrolhos-Bank[12]. Wie ein mächtiges, unterseeisches Vorgebirge steigt die Bank aus einem 3 bis 4000 m tiefen Ozean auf und lehnt sich in einer Breite von rund 200 km an die brasilianische Küste; die Tiefen betragen 60 bis 70 m, näher am Land 30 bis 40 m. Das wichtige und von dem übrigen südamerikanischen Küstenrand unterscheidende Merkmal liegt nun erstens darin, daß hier, 60 km von Land entfernt, in den Abrolhos fünf kleine Inselchen aus dem Meere auftauchen, und zweitens darin, daß noch weiter seewärts in verschiedener Entfernung von der Außenkante des Schelfes eine ganze Reihe größerer und kleinerer Bänke entdeckt sind, die nicht mit der Abrolhos-Bank in Verbindung stehen. Bei genauerem Zusehen (Fig. 31) findet man, daß sie in



Fig. 32.
Die St.-Paul-Felsen.

einem Halbkreis von Norden, Osten und Süden her um die Abrolhos-Bank sich lagern. Von der Sulphur- und Fly-Bank im Norden gelangen wir über die Hotspur- und Busbridge-Bank im Osten zur Montague- und Victoria-Bank im Süden. Die Tiefen auf diesen meist nur 30 bis 40 km breiten und langen Bänken schwanken zwischen 30 und 100 m; in der Mitte des Halbkreises aber sinkt der Meeresboden bis über 3000 m ab. Wir werden ganz ähnlichen Bildungen östlich von den Kapverdeschen und nordöstlich von den Canarischen Inseln noch begegnen. In allen diesen Fällen könnten Schiffe über den kleinen Untiefen mitten auf dem Weltmeere ankern.

Von den im Brasilianischen Becken vorhandenen ozeanischen Inseln üben die drei kleinen Klippen von Martin Vaz sowie Trinidad (20,5° S-Br. 29° W-Lg.) keinen erkennbaren Einfluß auf die Formen der umgebenden Tiefen aus; dagegen liegen das eigentümlich gestaltete Fernando Noronha (4° S-Br.) und das gefährliche, nur wenig über die Meeresoberfläche ragende Korallenriff der Rocas in der Nähe von Kap San Roque auf einem kleinen, gemeinsamen Plateau. In ähnlicher Weise ruht die schon mehrfach erwähnte Gruppe der St.-Paul-Felsen (1° N-Br.) auf einem weitgedehnten, untermeerischen Sockel, dessen Oberkante meist nur 1900 bis 1000 m Tiefe aufweist

und zugleich einen Teil der zentralatlantischen Schwelle darstellt. Die Abbildung 32 mag einen Begriff vom Aussehen dieser Klippen geben, die genau 100 km nördlich des Äquators ihre Nase aus dem Wasser stecken. Ein Glück für die Schiffahrt, daß hier das Meer immer sturm- und nebelfrei ist.

§ 24. **Westindische Tiefen**[13].

Wem die Aufgabe gestellt ist, besonders eindrucksvolle Züge des festländischen Antlitzes der Erde zu schildern, der wird wohl zuerst an die Alpen oder an andre junge Faltengebirge denken und ihren Aufbau schildern; wer die Höhepunkte des Reichtums unterseeischer Bodengestaltung sucht, den wird man immer entweder auf die hinterindisch-malaiischen Gewässer oder auf die westindischen Tiefen hinweisen. Im Atlantischen Ozean stehen die westindischen Meere jedenfalls unerreicht da hinsichtlich der Fülle der Formen; Becken und Gräben, Kessel und Furchen wechseln in bunter Reihenfolge mit den Erhebungen von Bänken, Rücken und Riffen, so daß eine Musterkarte von submarinen Formentypen hier vorliegt und es ein schwieriges Beginnen heißt, auf wenigen Seiten die Grundzüge der Gestaltung eines Areales zu schildern, das halb so groß wie Europa und um die Hälfte größer als die vom europäischen Mittelmeer eingenommene Fläche ist.

Schon in der festländischen Umrandung kommt der Formenreichtum zum Ausdruck. Wenn zur westindischen See all das gerechnet wird, das sich dehnt von der Florida-Straße und von den Mississippi-Mündungen im Nordwesten bis Trinidad und den Orinoco-Mündungen im Südosten, so finden wir in diesem Bereiche Lagunen- und Hochgebirgsküsten, offene weite und enge schmale Buchten, Ketten von Inseln der verschiedensten Größe und Art sowie von ganz verschiedener Richtung ihrer Erstreckung. Immerhin lassen sich 3 oder 4 geschlossene Gebiete aussondern: 1. der Golf von Mexiko, 2. die von der Südküste Kubas, der Ostküste Yukatans und der honduresischen Küste begrenzte dreieckige Fläche, die ihrerseits durch die Cayman-Bänke in zwei Unterabteilungen, in das Yukatan-Becken und den Cayman-Graben, zerfällt, 3. das Karibische Becken; hinzu nehmen wir 4. gewisse der Außenseite der Großen Antillen anliegende Strecken des offenen Atlantischen Ozeans und die Bahama-Gewässer.

Naturgemäß lassen die untermeerischen Bodenformen in gewissem Grade eine Abhängigkeit vom Aufbau der festländischen Umrandung erkennen. Das zeigt sich schon im Golfe von Mexiko. Fast rundum am Lande herrscht die Ebene oder eine flächenhafte Gliederung nach Terrassen vor; auf gewaltige Strecken hin (besonders im Norden, Osten und Süden) ist der Boden des mexikanischen Golfes morphologisch nur die Fortsetzung dieser Küstengebiete, oder mit andern Worten: an die weitere Umgebung der Mississippi-Mündungen, an die Westküste Floridas und an die Nordküste Yukatans schließt sich ein mächtiger Kontinentalsockel oder Schelf, der bis zu 300 km breit wird. Der Yukatanschelf erhielt den besonderen Namen Campêche-Bank; auf ihr erheben sich nicht wenige Riffe und Untiefen. Der Floridaschelf wird im Süden von den Korallenriffen der Tortugas bei Key West usw. umsäumt. In der Mitte des Golfes bleibt nur ein verhältnismäßig schmaler, west-östlich gestreckter Teil für die Tiefsee, die bis zu 3875 m im Maximum absinkt und auch das echt ozeanische Sediment des Globigerinenschlammes zur Bodenbedeckung hat. In diese flach gewölbte Wanne führen ganz mäßige Böschungen hinab, abgesehen von einigen steileren Partien am westlichen Rand der Campêche-Bank.

Zweihundert Kilometer Breite erreicht die Yukatan-Straße, die zwischen Kap Catoche und Kap San Antonio nach Süden hinaus in das Yukatan-Becken führt. In der Straße sind 2129 m als größte Tiefe gemessen, im Becken 4709 m. Dreieckig ist seine Gestalt; die Spitze sehen wir in der Straße, die Grundlinie in den von der Belize-Küste nach ONO hin angeordneten Bänken und Inseln, der Ministeriosa-Bank, der Großen Cayman- und der Kleinen Cayman-Insel, bis wir beim Kap de Cruz die SW-Ecke Kubas erreichen. Eine die gleiche Richtung einhaltende Linie von Bänken und Inseln, nur breiter angelegt, reicht nun vom honduresischen Kap Gracias a Dios über Jamaika nach der SW-Ecke Haïtis; längs dieses unterseeischen Landrückens brauchen wir nirgends in Tiefen von 2000 m hinabzusteigen, meist wird schon in weniger als 1000 m der Meeresboden erreicht. Der schmale Cayman-Rücken und die breite Jamaika-Schwelle sind durchschnittlich nur 200—250 km voneinander entfernt, aber dazwischen

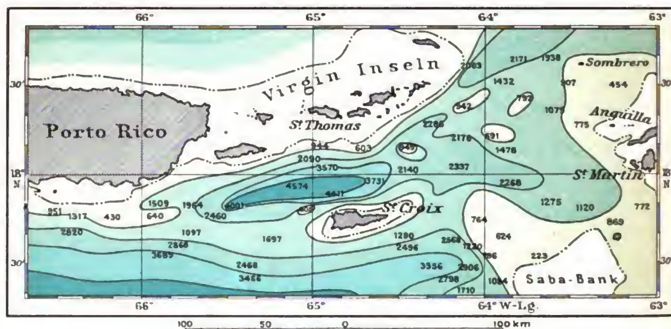


Fig. 33.

Der Tiefenkessel von St. Croix.

Tiefen in Meter.

gähnt der Cayman-Graben, ein ganz eigentümliches Gebilde, lang in WSW—ONO-Richtung von der Honduras-Bucht bis zum Windwärts-Kanal gestreckt, wie ein tiefer Riß in der Erdrinde, der, stellenweise bis über 6000 m Tiefe unter den Meeresspiegel versenkt, so steile Böschungen aufweist, daß sie mit der Erhebung des Himalaja über dem Gangestal wetteifern.

Jenseits oder östlich von der Jamaika-Schwelle öffnet sich nun in dem Karibischen Becken die größte und freieste der westindischen Tiefen, an Fläche dem östlichen Mittelmeer von Sizilien bis Cypern vergleichbar. Im Norden bilden Haïti und Puerto Rico, im Osten die Inselschnur der Kleinen Antillen, im Süden die südamerikanische Festlandsküste die Umrandung. Wie im Yukatan-Becken, liegt die ziemlich ebene Sohle des Karibischen Beckens bei durchschnittlich 4500—5000 m, nahe den Leewärts-Inseln werden auch 5200 m erreicht.

Charakteristisch sind dabei einige kleine Nebengebilde. So erstreckt sich von Curaçao über Buen Aire und die Roques nach der Margarita-Insel ein unterseeischer Rücken (die eben genannten Leewärts-Inseln sind Teile davon) parallel zur venezolanischen Küstenkordillere: zwischen beide Erhebungen und auch parallel zu ihnen, also ebenfalls west-östlich, liegt nun die kleine venezolanische Furche eingebettet, die es bis auf Tiefen von fast 2000 m bringt. In ganz ähnlicher Weise offenbart die Tiefenkarte parallel zum nord-südlichen Verlauf der Kleinen Antillen in rund 200 km Entfernung einen nord-südlich streichenden Rücken, dem u. a. die Vögel-Insel aufgesetzt ist; zwischen beiden Erhebungen aber sinkt der Meeresgrund wieder bis auf über 2000, ja 3000 m ab in der Furche von Martinique. Noch lehrreicher erscheint das dritte ebenfalls zwischen Inselreihen eingesenkte Tief, der St.-Croix-Kessel (Fig. 33). Östlich von Puerto Rico, zwischen der weitbekannten Kohlenstation St. Thomas und St. Croix in Dänisch-Westindien gelegen, könnte dies nur 20 km breite, aber 70—80 km lange, gleichwohl bis 4500 m tiefe Becken auch als ein kleiner Tiefsee-Graben bezeichnet werden; jedenfalls spricht die ganze Bildung deutlich für die starken, dislozierenden Kräfte, die hier tätig waren und solche Einbrüche schufen.

Fast überall in dem Bereiche der westindischen Gewässer enthüllt sich eben der morphologischen Betrachtung ein Zusammenhang zwischen den Grundlinien der Tiefengestaltung und des festländischen Aufbaues; er kommt besonders in der Parallelität der Grundlinien-Richtung zum Ausdruck. Auch der berühmte Puerto-Rico-Graben schmiegt sich der W—O-Richtung der Großen Antillen offensichtlich an. Wir gelangen damit zu den an der Außenseite der Antillen belegenen Gebieten des offenen Atlantischen Ozeans, soweit sie noch westindischen Typus verraten; das sind aber die Gewässer vom Puerto-Rico-Graben bis zur Florida-Straße. Unter 19° 36′ N-Br. und 67° 38′ W-Lg., nur 80 Sm oder rund 150 km nördlich von der NW-Ecke Puerto Ricos wurde eine Tiefe von 8526 m gelotet und damit wohl die größte im Atlantischen Ozean überhaupt vorhandene Tiefe gefunden. Nehmen wir zum Puerto-Rico-Graben die tiefe Rinne zwischen Haïti und den östlichsten Bahamainseln hinzu, hinzu auch den Cayman-Graben, so erhalten wir eine nur schwach nach Norden ausgebogene Linie tiefster Einsenkungen oder grabenförmiger Risse von den Kleinen Antillen bis zur Bucht von Honduras, auf einer Strecke von mehr als 3000 km*: diese Entfernung entspricht etwa der Luftlinie vom norwegischen Nordkap bis Neapel. Ein überaus wichtiger Charakterzug des Antlitzes der Erde liegt hier vor uns; er steht im Atlantischen Ozean einzig da, ja ist eigentlich etwas Fremdes im atlantischen Küstenaufbau. In dieser gewaltigen parallelen Längserstreckung von Mauer und Graben erblicken wir nämlich den Typus pazifischer Küstengestaltung, und es eint sich hiermit gut die Beobachtung, daß in Guatemala-Honduras die im allgemeinen die pazifische Küste begleitenden Anden nach Osten umbiegen**. Der Stille Ozean greift an dieser Stelle sozusagen herüber in den Atlantischen, und mit ihm auch die großen tektonischen Erdbeben.

Daß die westindischen Tiefen in ihrer Gesamtheit durch den Inselkranz der Großen und Kleinen Antillen vom offenen Atlantischen Ozean in erheblichem Maße abgeschlossen sind, lehrt schon der Blick auf die Karte. Aber im Gegensatz zum europäischen Mittelmeer, zu dem nur eine Eingangspforte bei Gibraltar führt, besitzt das amerikanische

* Vgl. Tafel V. ** Vgl. Tafel IV.

Mittelmeer viele bald breite, bald schmale Straßen, die eine Verbindung mit dem Weltmeer herstellen. Keine dieser Straßen hat an ihrer tiefsten Stelle mehr als 1700 m Tiefe aufzuweisen, und daher ist die dieser Tiefenschicht in offenem Ozean zukommende Wassertemperatur von 4.2° auch gültig für alle Schichten der westindischen Gewässer, die tiefer als 1700 m sich befinden; mit andern Worten: während draußen im Ozean das Wasser mit zunehmender Tiefe immer kälter wird und am Meeresgrund in 4000, 5000 m und mehr schließlich Temperaturgrade von rund 2.5° gemessen werden (S. 89), herrscht unverändert — gegebenenfalls für mehrere tausend Meter mächtige Wassermassen — in den westindischen Becken von 1700 m ab vollkommene Wärmegleichheit. Es scheint, als ob lediglich die enge Passage südöstlich von der SO-Ecke Puerto Ricos mit einer bis 1700 m hinabreichenden Bodenschwelle für diese Tiefentemperatur von 4.2° maßgebend ist, da alle andern Durchfahrten zwischen den Antillen seichter sind; es erscheint dies um so wahrscheinlicher, als der kleine, tiefe St.-Croix-Kessel (Fig. 33) mit einer nahezu 2000 m tiefen, aber ganz schmalen Rinne in der Anegada-Straße eine Verbindung zum offenen Atlantischen Ozean hinaus besitzt. Selbstverständlich fördern auch die übrigen Meeresstraßen, jede zu ihrem Teil, den Wasseraustausch mit dem offenen Meere, und in der Tat bilden die Strömungen der Oberfläche der westindischen Gewässer einen integrierenden Bestandteil der großen, atlantischen Zirkulation, und ist in dieser Hinsicht die geographische Situation hier eine ganz andre als im europäischen Mittelmeer. Dies zeigt sich endlich auch in der

Bodenbeschaffenheit. Wohl wurden große Strecken der westindischen Tiefen mit festländischen (terrigenen) Ablagerungen bedeckt, besonders längs des nördlichen und westlichen Randes des Golfes von Mexiko und längs der Nordküste Südamerikas, und ebenso gewaltige Gebiete haben eine Decke von Korallenschlamm, z. B. die Campêche-Bank nördlich von Yukatan, die Westküste Floridas, die Gewässer zwischen Kuba und den Bahamas usw.; doch tritt in allen drei Tiefbecken, im mexikanischen, im yukatanischen und im karibischen Becken, auch der Globigerinenschlamm, diese echt ozeanische und typisch atlantische Bodenart, auf. Derartiges fehlt im Mittelmeer. Hierin liegt wieder ein Beweis, daß die westindischen Tiefen lediglich einen unabtrennbaren Teil der atlantischen Tiefsee darstellen. Das Mittelmeer aber ist in fast jeder Beziehung ein selbständiges Gebilde für sich.

§ 25. Die Tiefen vom Äquator bis New York

umschließen das sogenannte Nordamerikanische Becken, das einförmigste Stück des atlantischen Tales, eingebettet zwischen die zentralatlantische Schwelle im Osten, die Ostküste von Nordamerika und Südamerika im Westen; mit Ausnahme der kontinentalen Schelfgebiete bewegen sich die Tiefenzahlen in außerordentlich geringem Wechsel meist zwischen 4000 und 6000 m. An ein paar Stellen werden auch Tiefen von mehr als 6000 m erreicht. Eine einzige Inselgruppe, die der Bermudas, unterbricht mit ihrem etwa 100 km langen und 30 km breiten, ringsum steil aufragenden Sockel die gewaltige Einöde des nordamerikanischen Tiefbeckens — man bedenke, daß vom Äquator (unter rund 40° W-Lg.) über Bermuda bis zur Höhe von New York die Entfernung etwa 5700 km beträgt.

Die breite, der Nordostküste Südamerikas vorgelagerte Kontinentalstufe ist eine auffällige Erscheinung. Vom Kap San Roque verbreitert sie sich nach Nordwesten hin, erreicht die größte Ausdehnung vor der Amazonas-Mündung und verläuft dann, etwas

schmäler geworden, in angenähert gleicher Breite an der Guiana-Küste entlang bis Trinidad und in das Karibische Meer hinein. Von Pará aus muß man nach Osten 550 km zurücklegen, ehe man größere Tiefen als 200 m lotet; von Cayenne aus genügt schon die Distanz von 200 km, um an den Außenrand des Schelfes zu gelangen. Es liegt nahe, die Entstehung dieses mächtigen Flachseegürtels im wesentlichen auf die Anschwemmungen der großen Ströme, insonderheit des Amazonas und des Orinoco, zurückzuführen; doch läßt sich, so lange die Meeresgegend nicht genau untersucht ist — und sie gehört zu den unerforschtesten im ganzen Atlantischen Ozean —, Bestimmtes nicht darüber sagen.

Erheblich schmäler im allgemeinen ist der nordamerikanische Flachseerand; bei Kap Hatteras tritt die Tiefsee sogar sehr nahe an die Küste heran. Der unter Wasser befindliche Teil des Kontinentalsockels wird aber, von diesem Kap aus nordwärts gerechnet, allmählich breiter, erleidet dann erstens zwischen Kap Cod und Kap Sable und zweitens vor dem Eingang zum St.-Lorenz-Golf durch schlauchartig sich eindrängende, tiefe Trichter je eine Unterbrechung, ehe die Neufundland-Bank erreicht wird. Vor dem Eingang nach New York ist nun in die Kontinentalstufe ein untermeerisches Tal geschnitten, das sogenannte Hudson-Cañon[14], der uns schon bekannten Kongo-Rinne (S. 101) vergleichbar. Das submarine Hudson-Tal verläuft zunächst auf dem Festlandsockel von Sandy Hook aus nach Südosten, schneidet auf der sehr ebenen Plattform ganz allmählich tiefer ein und erreicht daher in 160 km Landabstand erst eine Sohlentiefe von 95 m; dann aber, an der Außenkante des Schelfes, trifft man auf eine Art enger Schlucht (*gorge*), in der eine fast plötzliche Zunahme der Tiefe erst bis auf 400, dann 800 und zuletzt sogar bis 1500 m erfolgt, während das Niveau der Plattform sich noch in 300 m Tiefe befindet. Die Einschnittiefe beträgt somit — bei einer mittleren Breite von 2 bis 3 km — am Ausgang 1200 m, und der Anblick der Steilgehänge dieses untermeerischen Hudson-Tales würde, wenn dem menschlichen Auge erschließbar, ungemein imposant sein. Einen kleinen Begriff mag Fig. 34 gewähren; in ihr ist der Höhenmaßstab nur viermal größer als der Längenmaßstab genommen.

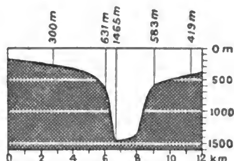


Fig. 34.
Profil durch das unterseeische Tal des Hudson.
Länge zu Höhe = 1 : 4.

§ 26. Die ostatlantischen Inseltiefen

im Bereiche der Kapverdeschen Inseln, der Canaren und Azoren finden ihre westliche Grenze an der nordatlantischen Schwelle, ihre südliche an einer den St.-Paul-Fels beim Äquator mit dem Kap Verde verbindenden Linie. Die Nordgrenze mag von den Azoren nach Gibraltar hin verlaufen; dies ist etwas willkürlich, da die große ostatlantische Talmulde an und für sich hier, auf 40° bis 35° N-Br., noch nicht ihr nördliches Ende erreicht, sondern mindestens bis 50° N-Br., bis zur Höhe des Ausganges des Englischen Kanals sich erstreckt. Äußere Rücksichten — die Zweckmäßigkeit, die Tiefenverhältnisse zwischen Westeuropa und Ostamerika in einem Bilde zu beschreiben — mögen diese Abtrennung entschuldigen. Es ergeben sich aber auch für die derart abgegrenzten „ostatlantischen Inseltiefen“ gewisse große, sehr charakteristische Züge der Bodengestaltung.

1. Vom Kap Verde bis Gibraltar verläuft die 4000-m-Tiefenlinie in einem weitgeschwungenen Bogen nach Westen derart, daß von ihr die Canarischen und die Kapverdeschen Inseln eingeschlossen werden; die Canarischen Inseln sind sogar noch durch die 3000-m-Linie der afrikanischen Küste angegliedert. Es liegt hier also eine stellenweise bis zu 500 km breite, plateauartige Erhebung vor, die von der afrikanischen Küste ausgeht und seewärts sich dehnt.

2. Der Raum für die ganz großen, ozeanischen Tiefen wird dadurch erheblich eingeengt; es bleibt zwischen dem vom Kontinent hereinreichenden Plateau und der atlantischen Zentralschwelle nur eine langgestreckte und flach gekrümmte, tiefe Mulde übrig, die Kapverden-Mulde, in der Lotungen über 5000 m, vereinzelt sogar mehr als 6000 m ergeben haben.

3. Dem Auftreten von gruppenweise angeordneten Inseln begegnen wir in dieser Weise wie hier nirgends wieder im Atlantischen Ozean. Abgesehen von kleinen Abweichungen, steigen die Inseln alle aus nur mäßigen Tiefen von einem jeweils mehr oder weniger breiten gemeinsamen Sockel über den Meeresspiegel empor; besonders deutlich ist dies bei den Azoren, am wenigsten bei Madeira.

4. Neben diesen über Wasser sichtbaren Erhebungen finden wir einen Reichtum an ganz kleinen, unter Wasser bleibenden Erhebungen, also eine große Zahl von Bänken und Untiefen. Auch dies ist charakteristisch für unser Gebiet. Im einzelnen läßt sich folgendes sagen, zunächst über

die Kapverdeschen Inseltiefen. Wenn man vom Festland, etwa vom Kap Verde her, der rund 550 km entfernten Inselgruppe zusteuert, so beobachtet man, nach dem Überschreiten der größten Tiefen von rund 3500 m, auf halbem Wege noch in 200 km Abstand eine Verringerung der Tiefen auf weniger als 3000 m. Nahe um die Inseln, sie alle einschließend, läuft dann die 2000-m-Linie, so daß die zwischen den Einzelinseln vorhandenen Meeresstraßen noch geringere Tiefen besitzen, z. T. weniger als 500 m; nur von Norden und Westen drängen sich große Tiefen mit 3300 und 3600 m bis nahe an die Inseln heran.

Aus dem Meeresgebiet nun, das nordöstlich von der Inselgruppe nach Kap Blanco hin sich erstreckt, sind einige ganz lokale Untiefen bekannt geworden, die, klein und steil wie Nadelspitzen aus einer rund 3000 m tiefen Bodenfläche sich erhebend, den Meeresspiegel selbst nicht ganz erreichen; so steht über dem Gipfel der einen Bank nur 141 m Wasser, über anderen 157 m, 119 m u. s. f. (Diese Untiefen läßt unsre große Tiefenkarte an kleinen, weißen Flecken gut erkennen.) Wahrscheinlich steigen hier noch mehr solcher Bänke auf; möglich auch, daß die flachsten Stellen der nur wenige Kilometer im Durchmesser haltenden Bänke bis jetzt nicht in allen Fällen schon gefunden sind. Schon hier drängt sich, im Hinblick auf die vulkanische Natur der Kapverdeschen Inseln, der Gedanke vor, daß diese Bänke lediglich durch eruptive Aufschüttung unter Wasser entstanden und es nur Zufall ist, wenn nicht eine kleine Insel an der betreffenden Stelle dem Auge sich darbietet. Diese Anschauung gewinnt erheblich an Sicherheit durch die ganz entsprechenden Verhältnisse in der Umgebung der

Canarischen Inseln und Madeiras. Die Inseln selbst bauen sich von je einem Sockel auf, dessen Fuß durch die 3000-m-Linie umschlossen wird; doch gelangen an einzelnen Stellen etwas größere Tiefen bis nahe an die Inselgestade. Lanzarote und Fuerteventura, nur 100 bis 120 km vom Kontinent entfernt, kann man sogar von Kap Juby aus erreichen, ohne größere Tiefen als 1500 zu überschreiten. Und nun beobachten

wir, daß nordöstlich von Madeira, nordöstlich auch von den Canaren der Boden des offenen, 4000—5000 m tiefen Ozeans bis zur portugiesischen und marokkanischen Küste hin mit lokalen, kleinen Erhebungen, also Untiefen und Bänken[15] förmlich gespickt ist, die genau gleiche Form und Ausdehnung zu haben scheinen wie die entsprechenden Bildungen im Nordosten der Kapverden. Da liegen, von Süden nach Norden, — man vgl. Fig. 35 — die Concepcion-Bank 120 km nördlich von Lanzarote, ferner die Dacia-Bank, die Seine-Bank, der Korallen-Fleck (Coral Patch), die Josephine- und die Gettysburg-Bank, letztere schon nur etwa 200 km vom Kap S. Vincent der portugiesischen Küste entfernt.

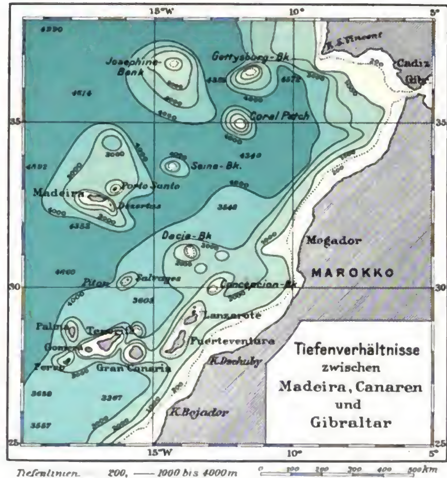


Fig. 35.

Am längsten, seit 1876, ist die Gettysburg-Bank bekannt; sechs Jahre später, 1882, wurde die Seine-Bank entdeckt, als ein Telegraphenkabel von Lissabon nach Madeira gelegt werden sollte und das in Ausgabe befindliche Kabel plötzlich riß, weil es über die steile, unvermutete Anhöhe zu liegen kam. Im Jahre darauf suchte man mittels zweier Kabeldampfer die gesamte Meeresgegend systematisch auf Zickzackkursen ab und fand die übrigen Untiefen. Bis heute wissen wir über die jeweils geringste Tiefe oder höchste Aufragung dieser eigenartigen Bodenformen sowie über ihre horizontale Ausdehnung etwa folgendes:

Bank	Concepcion-Bank	Dacia-Bank	Seine-Bank	Korallen-Bank	Josephine-Bank	Gettysburg-Bank
Geringste Tiefe in m	161	23	146	795	150	55
Flächeninhalt des noch nicht 200 m tiefen Teiles in qkm	90	130	50	—	25 (?)	70

Auf der Dacia-Bank könnte also ein Schiff, wenn es gerade die seichteste Stelle findet — und dies ist äußerst schwierig —, mitten im Ozean bequem sich verankern. Das

weniger als 200 m tiefe Areal der Seine-Bank entspricht etwa der von Groß-Berlin eingenommenen Fläche.

Die Böschungswinkel, unter denen diese unterseeischen Berge aufragen, übersteigen stellenweise 20° beträchtlich; Fig. 36 gibt ein nicht überhöhtes, also naturgetreues Profil durch die Seine-Bank in N-S-Richtung. Zwischen 200 und 1000 m beträgt der Winkel an der Südseite 25° 15′; wenn wir bedenken, daß die Böschungen rund um den Vesuv sich auf 28° bis 30° belaufen, ähnlich an den oberen Partien des Fusijama, und wenn wir weiter die Nachbarschaft der vulkanischen Inselgruppen bedenken, so kann ein Zweifel an der eruptiven Natur der Unterseeberge nicht bestehen.

Die Inseltiefen der Azoren[16], der dritten Gruppe, sind denen der Kapverdeschen und Canarischen Inseln ähnlich durch die allgemeine Unruhe des Tiefenlinien-Verlaufes und durch ihre Zugehörigkeit zu einem nur 2000, vielfach nur 1500 m unter der Oberfläche liegenden, gemeinsamen Plateau; auch Unterseeberge nach der eben beschriebenen Art der submarinen Bänke fehlen nicht, so liegt z. B. 90 km im Südwesten von Fayal die durch den Fürsten von Monaco entdeckte Prinzeß-Alice-Bank, deren Kuppe bis 44 m zur Oberfläche heraufragt und deren ganzes Gebiet infolge seines Fischreichtums für die Bewohner der Azoren wirtschaftliche Bedeutung erlangte. Aber daneben kommt in den Azorentiefen noch ein höchst eigentümlicher Zug unterseeischer Bodengestaltung zum Ausdruck, der zur Beigabe unsrer Tafel VII führte.

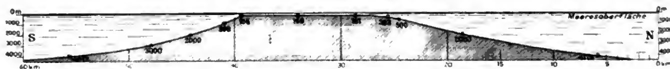
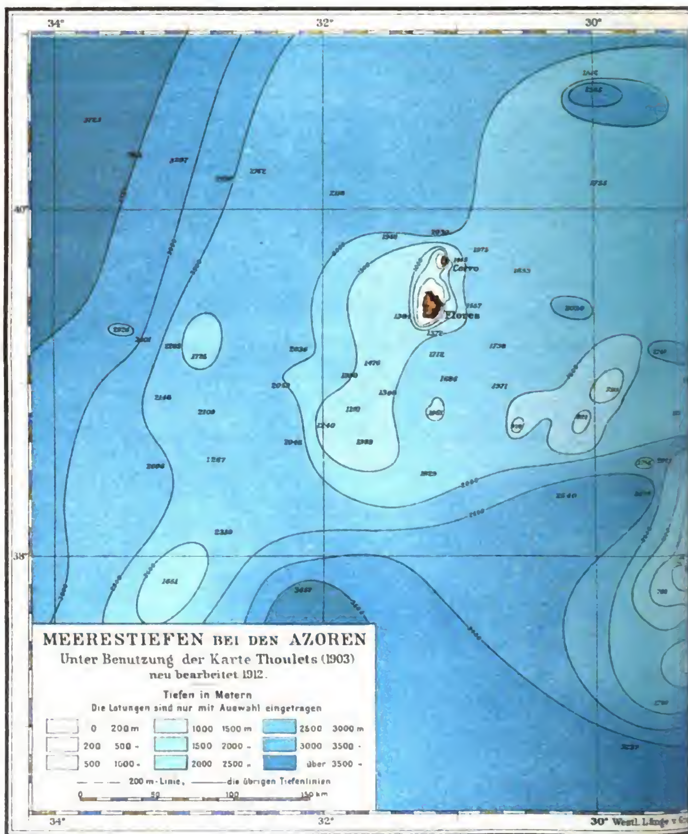


Fig. 36.

Naturgetreues Profil durch die Seine-Bank in N-S-Richtung.

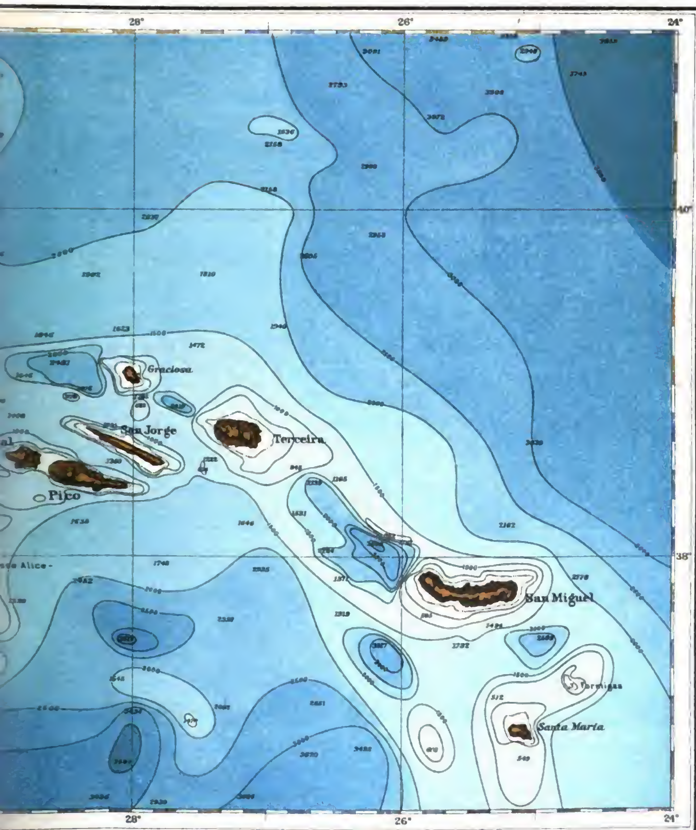
Länge zu Höhe = 1:1.

An die WNW-Ecke der größten Insel, San Miguel, schließt nämlich ein grabenartiger, bis zu 3509 m tiefer Einbruchskessel an, der geradezu ein Spiegelbild der Insel selbst darstellt; vom Fürsten von Monaco wurde das Gebilde der Hirondelle-Graben genannt. Dieser Kessel erreicht mit seinem über 3000 m tiefen Teil die Länge der Insel, ist auch, wie diese, rund 8 km breit. Man gewinnt den Eindruck — San Miguel und Terceira erheben sich auf einer etwa 1200 m tiefen Plattform —, als ob ein Stück der Erdrinde um mehr als 2000 m in die Tiefen wie in einen Riesenkrater abgesunken sei; und dicht dabei steigen die Kraterberge San Miguels um mehr als 2000 m über den allgemeinen Inselsockel in die Höhe. Das Eigenartige liegt nun aber darin, daß diese wechselseitige Ausbildung von Landhöhe und Meerestiefe sich in ganz gleicher Weise im Azoren-Bereich noch viele Male wiederholt, nämlich im Nordwesten von den Formigas (ein tiefes Loch bis 2589 m), im Nordwesten von Terceira (bis 2419 m), im Westen von Graciosa (bis 2491 m) und von da weiter westlich nach Flores zu noch an zwei mehr als 2000 m tiefen Stellen. Ja, es scheint neben der großen, von OSO nach WNW angeordneten Reihe von Landvulkanen und Tiefseekesseln noch eine zweite solche Reihe im Bodenrelief angedeutet zu sein, weil auch westlich von Santa Maria in der Richtung auf die schon genannte Alice-Bank hin Bänke mit tiefen Löchern mehrfach wechseln. Gewiß hat Thoulet, dem man die erste große Karte dieser Meeresgegend dankt, Recht, wenn er meint, daß die Azorengewässer, trocken gelegt,



Druck von Carl Griese in Hamburg.

Tafel VII.



Verlag von C. Boysen in Hamburg.

einer Mondlandschaft ähnlich sehen würden; aber es handelt sich nicht bloß um eine wirre Unruhe der von vulkanischen Schloten und Einbrüchen durchsetzten Erdkruste, sondern um einen geradezu gesetzmäßigen Wechsel der Höhen und Tiefen. Hierin steht die Azorengegend wohl einzig da.

Das Mittelmeer[17].

Manche Ähnlichkeit mit den Azorentiefen zeigen die Mittelmeertiefen, allerdings in das Große übertragen; größer noch ist die Ähnlichkeit mit der Bodengestaltung des amerikanischen Mittelmeeres, d. h. mit den westindischen Gewässern. Schon aus der Schilderung der das europäische Mittelmeer begrenzenden Küstengebiete (S. 62) wurde die Jugendlichkeit, die in tektonischen Veränderungen, in Beben und Vulkanismus sich äußernde Unruhe des ganzen Mittelmeergebietes erkennbar; die für seine Tiefen charakteristische Beckenform oder Kesselform steht im innern Einklang mit der Umrandung, insofern wir in diesen Becken Einbruchsgebiete jugendlicher Erdepochen zu erblicken haben. Einem balearischen und tyrrhenischen Becken von je über 3000 m Maximaltiefe reiht sich nach Osten weiter das ionische Becken an, das mit 4400 m nahe der Küste des Peloponnes die größte, überhaupt bekannte Einsenkung im Mittelmeer erreicht, endlich verschiedene kleinere zwischen Rhodos und Cypern. Im Ägäischen Meer nehmen die Becken immer deutlicher die Formen von kleinen Kesseln oder tiefen Löchern an, so nördlich von Kreta, wo auf beschränkten Flächen mehr als 2000 m erlotet sind, so südlich von Chios, von Thasos usf.

Alle diese Bodenformen ähneln der Tiefengestaltung des Karibischen Meeres. Die morphologische Ähnlichkeit beider Mittelmeere wird noch durch den Umstand gesteigert, daß das Schwarze Meer, dessen Boden einer großen flachen Wanne oder Schüssel gleicht, sein unverkennbares Gegenstück findet in dem mexikanischen Golf; diese beiden nördlich gelegenen Meeresteile besitzen nicht mehr den Mittelmeercharakter im engeren, d. h. genetischen Sinne.

§ 27. Das atlantische Telegraphenplateau und seine Nachbargebiete.

Mit der nördlich von den Azoren stark fortschreitenden Verschmälerung des atlantischen Tales als Ganzem rücken seine West- und seine Osthälfte, also die amerikanische und die europäisch-afrikanische große Talmulde, immer näher aneinander, verringern sich auch die Tiefen allmählich derart, daß wir die von der Neuen zur Alten Welt zwischen 40° und 60° N-Br. sich dehnenden Gewässer in einer Region zusammenfassen, und zwar unter dem Namen Telegraphenplateau. Die Bezeichnung als solche läßt sich freilich nur historisch begründen. Nach den Ergebnissen der Lotungen, die für die Verlegung des ersten transatlantischen Telegraphenkabels ausgeführt worden waren und die in der ersten, berühmt gewordenen Tiefenkarte vom Jahre 1854 Verwertung fanden*, glaubte Maury sagen zu dürfen, daß von der Neufundland-Bank bis nach Irland nur wenig veränderliche Tiefen von rund 1500 bis 2000 Faden vorherrschten, nicht zu große und nicht zu geringe, sondern gerade die geeigneten Tiefen, ein Kabel aufzunehmen, und er sprach daher vom Telegraphenplateau[18].

Heute hat die Bezeichnung „Telegraphenplateau" um deswillen eine Berechtigung, weil auf der genannten Strecke eine große Zahl Kabel tatsächlich liegt. Aber im übrigen

* Siehe die Abbildung S. 28.

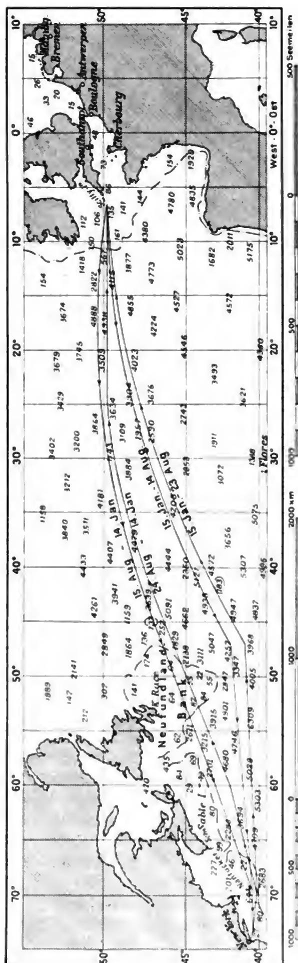


Fig. 37.
Die Meerestiefen (in Meter) zwischen dem Englischen Kanal und New York.
Die eingezeichneten Linien stellen die Lage der vereinbarten Dampferwege dar.

wissen wir, daß diese gut erforschte Region des atlantischen Bodens nicht ein Plateau darstellt, sondern ein recht unruhiges Relief besitzt, indem die Tiefen manchen Ortes bei nur 20 bis 30 km Abstand um 2000 bis 3000 m schwanken; außerdem treten große, regionale Unterschiede auf, weil ja die Strecke sich aufteilt auf die nördlichsten Flächen der westatlantischen Mulde, der zentralen Schwelle und der ostatlantischen Mulde. Sowohl die Alte Welt wie die Neue Welt schiebt einen breiten Schelf seewärts.

Auf der europäischen Seite beginnt die Kontinentalstufe nennenswerte Breite von der innersten Ecke des Biskaya-Golfes ab zu erreichen, sie wächst nach Nordwesten immer mehr, so daß die 200-m-Grenze auf 50° N-Br. rund 400 km westlich vom Kap Lizard verläuft, um dann in durchschnittlich 100 km Abstand von Irlands und Schottlands Westküste zu bleiben. Auf der amerikanischen Seite setzt die entschiedene Verbreiterung des Schelfes etwa mit der Gegend von New York ein, wird jedoch mehrmals unterbrochen durch weit westwärts eindringende tiefere Regionen, und zwar erstens zwischen Kap Cod und Kap Sable durch eigentümliche Furchen, die zum Teil in die Fundy-Bucht hineinreichen, zweitens durch die 400—500 m tiefe, zum St.-Lorenz-Golf mittels der Cabot-Straße führende Furche. Dann aber gelangen wir zu der großen viereckigen N e u f u n d l a n d - B a n k; die 200 m Tiefe nicht erreichende Fläche beläuft sich auf etwa 275000 qkm und bleibt damit nur wenig hinter dem Areal von Großbritannien und Irland zurück. Einen um 200 km weiter östlich vorgeschobenen Posten stellt unter 45° W-Lg. 47° N-Br. die V l ä m i s c h e K a p p e dar; während die mittlere Tiefe auf der Neufundland-

Bank etwa 60 bis 70 m beträgt, erhebt sich der Gipfel der Vlämischen Kappe nur bis rund 170 m unterhalb der Meeresoberfläche. Es ist, als ob in den Gründen vor dem Kanal und in der Neufundland-Bank von der Natur der erste Versuch gemacht sei, das atlantische Tal zu überbrücken, ein Versuch, der weiter nördlich, zwischen Island und Schottland, in einer nur höchstens 500 m unter dem Meeresspiegel bleibenden Landverbindung verwirklicht ist (S. 121).

Besteigen wir nun einen von Westeuropa nach New York auf den international festgelegten Wegen fahrenden großen Dampfer, und beginnen wir die Reise schon in der Deutschen Bucht der Nordsee, so durchfurcht das Schiff der Reihe nach ungefähr folgende verschiedene Tiefen (Fig. 37). Mit vielleicht 10 m eigenem Tiefgang die Mündung der Elbe oder Weser verlassend, hat das Fahrzeug nur wenige Meter Wasser — etwa drei bis zehn — unter dem Kiel. Auch auf der ganzen Nordsee-Strecke bis zur Straße von Dover—Calais liegen die durchfahrenen Tiefen meist zwischen 22 und 30 m, weil der Kurs in der Nähe der holländischen Küste entlang führt, wo auf einer langen und breiten Fläche durchweg 14 englische Faden oder 25,5 m Wassertiefe zu finden sind. Anders im Englischen Kanal: da folgen wir ständig der englischen, nicht mehr der festländischen Küste; da nehmen, besonders westlich von Beachy Head mit der Verbreiterung des Kanales, die Tiefen erst auf 50 und 60 m zu, dann ganz allmählich weiter auf 75—80 m in Sicht der berühmten Leuchtfeuer von Kap Lizard, und bei den Scilly-Inseln, diesem letzten Vorposten des Landes, wogt ein 100 m tiefes Meer unter uns. Von der Deutschen Bucht bis hierher haben wir bereits 650 Seemeilen oder 1205 km abgedampft. Aber die „Tiefsee" ist auch bei den Scillys noch nicht; die zu erreichen, bedarf es der Zurücklegung von weiteren 190 Seemeilen in westlicher Richtung. Europas Grundgerüst reicht hier also in Gestalt eines unterseeischen Fußes noch volle 350 km vom Ende des Landes nach Westen hinaus; und die Mündungen unsrer Elbe und Weser liegen somit von der atlantischen Tiefsee nicht weniger als 840 Sm oder 1555 km entfernt, eine Strecke gleich der von Berlin bis Mailand. Das Gebiet zwischen Kap Lizard und der 200-m-Tiefenlinie, die unter etwa 11° W-Lg. nordsüdlich verläuft, trägt bei den Seeleuten die Bezeichnung „Außengründe vor dem Kanal"; hier kann mit den pneumatischen Patentloten, ohne daß die Fahrt des Schiffes gestoppt werden müßte, der Grund noch erreicht werden. Die Tiefen schwanken etwa zwischen 120 und 150 m; doch bildet der Boden nicht etwa eine glatte Fläche, vielmehr finden sich zahlreiche kleine und große Bänke mit z. B. nur 70 m neben einzelnen tieferen Löchern und Rinnen.

Überaus steil erfolgt dann an den meisten Stellen der Absturz von dem Kontinentalsockel zur Tiefsee, besonders in der Biskaya-See, südlich von unserm Kurs. Der Böschungswinkel beträgt durchschnittlich 13° bis 14°, manchmal sogar 30° und 40°. Da, wo die französischen Kabel von Brest nach New York zum ostatlantischen Tiefbecken hinabgeführt sind, herrschen offenbar dem alpinen Hochgebirge entsprechende Bodenformen vor, und wir müssen uns vorstellen, daß hier diese Telegraphenleitungen einen Steilabfall etwa wie von der Zugspitze nach Garmisch herunter überwinden. Hatten wir bisher 100 oder 200 m Wasser unter dem Kiel, so sind es jetzt innerhalb weniger Stunden 1000 bis 2000 m geworden, und bald wachsen die Tiefen auf 3000, 4000, ja nahezu 5000 m. Was diese Zahlen tatsächlich bedeuten, möge die bildliche Darstellung vor Augen führen (Fig. 38); in ihr wurde versucht, bei überall gleichem Maßstab einen transatlantischen großen Dampfer in seiner Größe zu den verschiedenen

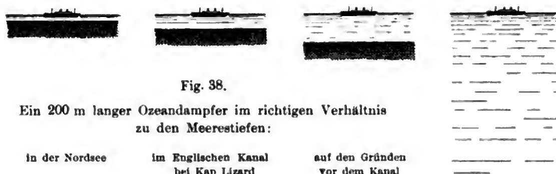


Fig. 38.
Ein 200 m langer Ozeandampfer im richtigen Verhältnis zu den Meerestiefen:

Tiefen abzubilden, die er durchfährt, zunächst in der Nordsee, dann im Englischen Kanal und auf den „Gründen", endlich über der Tiefsee der ostatlantischen Mulde.

Von 15° bis 20° W-Lg. durchfahren wir ein Meer von etwa Mont-Blanc-Tiefe; an einer Stelle sind 4938 m gemessen. Wir befinden uns im nördlichsten Zipfel der tiefen Mulde, die wir schon von der Gegend der Kapverdeschen Inseln her kennen, und die die östliche Hälfte des atlantischen Talzuges ausmacht. Auf der weiteren Strecke (Fig. 37) müssen wir, da je nach der Jahreszeit zwei verschiedene Wege vom Dampfer eingehalten werden, uns für einen der beiden entscheiden; wir folgen zunächst dem nördlichen, der von Mitte August bis Mitte Januar gilt*. Hier, von 20° bis 30° W-Lg., nehmen die großen Tiefen ganz allmählich wieder ab. Auf einer etwa 15 bis 20 Sm oder 30—40 km langen Strecke unter rund 29° W-Lg. liegt der Meeresboden gar nur 1200 bis 1300 m unter dem Meeresspiegel; in dieser Stunde passieren wir die in W-O-Richtung schmale, aber flachste Stelle des atlantischen Rückgrates oder der zentralen Schwelle. Das Schiff tritt dann westlich von 30° W-Lg. — wir haben etwa die Hälfte des ganzen Weges zurückgelegt — in die große und tiefe Mulde der amerikanischen Seite ein; wiederum schwimmen wir für Tage und für eine Strecke von fast 1000 km auf einem Meere, dessen Tiefe der Höhe der größten Alpengipfel entspricht, also bei rund 4000 m liegt. Aber vergessen wir nicht, daß, was im Hochgebirge an Höhe nur in Einzelspitzen ganz ausnahmsweise erreicht wird, im Ozean an Tiefe den durchweg vorhandenen Betrag darstellt!

Mit dem Überschreiten von 45° W-Lg. verlassen wir plötzlich die Tiefsee, und steil, wie es von der

* § 70 (Dampfschiffswege).

britischen Flachsee in die ostatlantische Tiefsee hinabging, geht es hier aus der westatlantischen Mulde herauf zum Neufundland-Schelf, zunächst über die 50 km breite Vlämische Kappe hinweg, dann für 150 Seemeilen oder 300 km nochmal über etwas größere Tiefen von 200 bis 500 m, bis wir die eigentliche Neufundland-Bank von 47° W-Lg. an befahren. Wir queren sie auf südwestlichem Kurse und verlassen sie in etwa 53° W-Lg. wieder, nachdem wir 300 Sm oder 555 km Weg auf ihr zurückgelegt, eine Entfernung gleich der von Berlin bis Frankfurt (Main). Der Eiffelturm würde, auf den Boden der Vlämischen Kappe gesetzt, noch mit den obersten 30—40 m seiner Höhe über das Wasser herausragen; die Berliner Siegessäule würde vom Boden des Teiles der Neufundland-Bank, den wir befahren, stellenweise noch eben die Meeresoberfläche erreichen.

Und wieder einmal geht dann die Reise für eine lange, lange Strecke durch blaues, tiefes Wasser; die Oberfläche einer über 2000, auch über 3000 m mächtigen Wassermasse durchpflügt der Dampfer. Doch ist die Schelfkante oder die Vorstufe des amerikanischen Kontinentes nur 50 bis 60 km rechts von dem Weg entfernt; wir laufen parallel zu ihr seit dem Verlassen der Neufundland-Bank noch 600 Sm oder rund 1100 km, bis endgültig die atlantische Tiefsee verlassen wird. Der Schlußteil der Reise führt an dem in 60 m tiefem Wasser verankerten Nantucket-Feuerschiff vorbei zur Einfahrt durch den Ambrose-Kanal nördlich von Sandy Hook meist über Tiefen, die zwischen 40 m und 90 m schwanken und somit denen im Englischen Kanal entsprechen.

Der südliche Dampferweg, dem der Schiffsführer in der Zeit von Mitte Januar bis Mitte August zu folgen hat, bringt den Reisenden auf der westlichen Ozeanhälfte über wesentlich andre Tiefengebiete; er meidet nämlich gänzlich die Neufundland-Bank. Schon in 30° W-Lg., wo die zentrale Schwelle kurz vorher passiert ist, zieht der südliche Weg um 150 Seemeilen oder etwa 300 km südlicher als der nördliche; da, wo der nördliche die Ostkante der Neufundland-Bank anschneidet — etwa auf 46,5° N-Br. und 47° W-Lg. — verläuft der südliche sogar um 270 Sm oder rund 500 km südlicher und bleibt daher immer im Bereiche der großen Tiefen des nordamerikanischen Beckens, wenn auch die Tiefenzahlen oft um mehr als 1000 m schwanken und bald bei 3000, bald bei 5000 m liegen. Beide Wege nähern sich dann schnell einander und treffen am Rand des amerikanischen Festlandsockels zusammen.

Was die Bodenbeschaffenheit der Tiefen des Telegraphenplateaus anlangt, so herrscht am Grunde der ozeanischen Tiefen Globigerinenschlamm vor, der im Westen zwischen 50° und 65° W-Lg. in roten Ton übergeht; der Globigerinenschlamm reicht auch weit nach Nordwesten fast bis zur Davis-Straße hinauf (Tafel VI). Die beiden Kontinentalstufen dagegen zeigen Ablagerungen festländischen Ursprungs; dabei ist bemerkenswert, daß diese terrigenen Sedimente ziemlich genau mit der 200-m-Linie des europäischen Schelfes abschneiden, auf der amerikanischen Seite aber den Schelfrand weit seewärts überschreiten, im besonderen im Bereich der Neufundland-Bank. Die aus Steinen sowie grobem und feinem Sand bestehenden Ablagerungen werden in dieser Gegend zum nicht unerheblichen Teil vom südwärts triftenden Polareis beim Schmelzen fallen gelassen; daher kommt es, daß sie weit bis in die atlantische Tiefsee hinein verfolgt und ihre Spuren sogar bis zur Nähe der Azoren festgestellt sind[19]. Heute gelangen ja die Eisberge nicht mehr soweit östlich, aber in der Eiszeit mag dies sehr wohl der Fall gewesen sein. Daß übrigens, wie manche Forscher angenommen haben, das gesamte Grundgerüst der Neufundland-Bank von diesen durch das Eis ver-

frachteten Erd- und Steinmassen aufgeschüttet sei, muß als durchaus unwahrscheinlich bezeichnet werden.

Die nach Norden angrenzenden Nachbargebiete des Telegraphenplateaus scheiden sich durch Grönland in einen schmalen nordwestlichen und einen breiten nordöstlichen Teil. Beiden ist gemeinsam, daß ungefähr unter dem Polarkreis durch eine untermeerische Erhebung kalte, tiefe, polare Becken abgetrennt werden von warmen, tiefen Becken des offenen Atlantischen Ozeans, also von den eben geschilderten Tiefen des Telegraphenplateaus. In der Davis-Straße erhebt sich die abschließende Schwelle zwischen Baffin-Land und Westgrönland derart, daß größere Tiefen als etwa 520 m auf ihr nicht vorkommen. Die Baffin-Bai selbst scheint, soweit die bisherigen Messungen ein Urteil gestatten, eine langgestreckte Mulde mit mittleren Tiefen von 1500 bis 1900 m zu sein. Die Längsachse der größten Tiefen ist westlich, nach Baffin-Land hinüber, verlagert, da der grönländische Schelf recht breit ist.



Fig. 39.
Der Rockall-Felsen.

Der nordöstlichste Teil des Atlantischen Ozeans zeigt eine ungemein reiche und schöne Gestaltung der Meerestiefen; er erstreckt sich über den Pol hinweg bis zur Bering-Straße. Zwischen Kap Farvel und den Hebriden bewegen sich die atlantischen Tiefen meist nur noch in Beträgen von 2000 und 2500 m, sind also auf die Hälfte dessen herabgegangen, was in den großen Mulden und Becken der südlicher gelegenen Riesenflächen des offenen Ozeans die Norm ist. Wir können sagen: die Zentralschwelle verbreitert sich hier derart, daß ihr von Grönland bis Nordwesteuropa alle Tiefen zugehören. Noch energischer wird die zunehmende Erhebung des Meeresbodens betont durch den Reykjanaes-Rücken und die Rockall-Bank.

Es ist nicht ganz sicher, ob der Reykjanaes-Rücken 1500 km weit und genau in der Form, die unsre Tiefenkarte annimmt (Tafel V), bis 55° N-Br. in 35° W-Lg. verläuft; sicher aber ist, daß die Südwestecke Islands, dieses „vulkanischen Panzerhorstes", eine südwestlich gerichtete, schmale, submarine Fortsetzung erfährt, auf der Ablagerungen vulkanischen Ursprunges gefunden und Tiefen von nur 1200 bis 1500 m gemessen werden[20].

Die Rockall-Bank bringt es sogar bis zu einer Erhebung über den Seespiegel: der in einem stürmischen und nebelreichen Meere von der Schiffahrt mit Recht gefürchtete Rockall-Felsen[21] (Fig. 39) ist etwa 21 m hoch und hat in der Wasserlinie nicht mehr als 90 m Umfang. Die ihn umgebenden Riffe sind schon mehr als einem Fahrzeug verhängnisvoll geworden. Die Rockall-Bank, 400 km von der Westküste

Schottlands entfernt und von ihr durch eine 2300 m tiefe Rinne getrennt, nimmt einen Flächenraum von 6400 qkm ein (soweit die Tiefen weniger als 200 m betragen) und entspricht damit an Größe dem Großherzogtum Oldenburg. Wir vergegenwärtigen uns zugleich, um welch große Flächen es sich selbst bei solchen auf den Ozeankarten oft kaum besonders heraustretenden Formen handelt. Die ganze Erhebung dürfte eruptiven Ursprungs sein; die von 2 Expeditionen mit dem Schleppnetz heraufgeholten Grundproben lassen einen porphyrartigen Granit erkennen. Bei der Steilheit des Felsens und der hier stets, auch bei Windstille, brandenden See ist es nutzlos, daselbst Zuflucht suchen zu wollen; ob der Felsen wirklich einmal von Fischern erklettert wurde, bleibt ungewiß.

§ 28. **Die Tiefen des Europäischen Nordmeeres**[22].

Nördlich von einer Südgrönland, Island, die Får Öer und Schottland verbindenden Linie einerseits und südlich von einer Nordgrönland mit Spitzbergen verbindenden Linie anderseits dehnen sich die Gewässer des Nordmeeres. Nordsee und Ostsee bilden nur Teile dieses größeren Europäischen Nordmeeres, sind nur Teile der nordwesteuropäischen Kontinentalstufe. In diesen Grenzen begreift sich eine Fläche von rund 5 Millionen qkm; rechnen wir Ostsee und Nordsee, die als Nebenmeere des Atlantischen Ozeans hier nur nebenbei in Betracht kommen, ab, so handelt es sich immer noch um ein Areal von 4 Millionen qkm; und es sollen somit die Bodenformen von Meeresräumen geschildert werden, die an Größe der achtfachen Deutschlands entsprechen.

Dabei tritt, rein äußerlich betrachtet, auf der Tiefenkarte (Tafel V) das Nordmeer sehr zurück hinter den Riesenflächen der übrigen Tiefenregionen. Von der Ostecke der Neufundland-Bank bis zur Kante an der irländischen Westküste hatte das atlantische Tal noch eine Breite von 3400 km (S. 48): das galt also für rund 50° N-Br. Auf der Grönland-Island-Får Öer-Linie sinkt die Breite der vom Wasser überdeckten Meeresstrecken bis zu etwa 1200 km insgesamt herab (65°/60° N-Br.), und auf 80° N-Br. trennt nur mehr eine Meeresbreite von knapp 600 km die spitzbergisch-europäische Landmasse von der grönländisch-amerikanischen. So schmal ist das atlantische Tal geworden.

Aber gleichwohl finden wir die Formen einer tiefen Mulde, wie sie dem atlantischen Längstal charakteristisch sind, auch diesem hochnordischen Meere immer noch unverkennbar aufgeprägt; es ist echte Tiefsee vorhanden, mit einer größten Einsenkung von 3667 m im sogenannten Norwegischen Tief, das zwischen Jan-Mayen-Island und Norwegen sich erstreckt. Zwischen Grönland und Spitzbergen liegt ein zweites, das Grönländische Tief, das es ebenfalls bis auf mehr als 3000 m bringt. Beide tiefen Mulden sind durch eine ostwestlich verlaufende leichte Anschwellung, den Querrücken, getrennt; er zieht von Jan Mayen aus nach einem südlich der Bären-Insel in den Schelf 400 m tief eingeschnittenen, schon der Barents-See zugehörigen unterseeischen breiten Tal (vgl. Fig. 40). Nicht weniger als 64% der gesamten Fläche des Nordmeeres gehören der Tiefsee an, wenn wir ihr alle mehr als 1000 m tiefen Strecken zurechnen.

Das weitaus größte Interesse aber beanspruchen in der Region die sogenannten Schelfe[23], die hier mit denjenigen Meeresteilen sich decken, welche bis zu 600 m tief sind; deshalb ist in Fig. 40 gerade die 600-m-Linie mit eingetragen. Was an Formenreichtum in den westindischen Gewässern die Tiefbecken und Tiefmulden aufweisen,

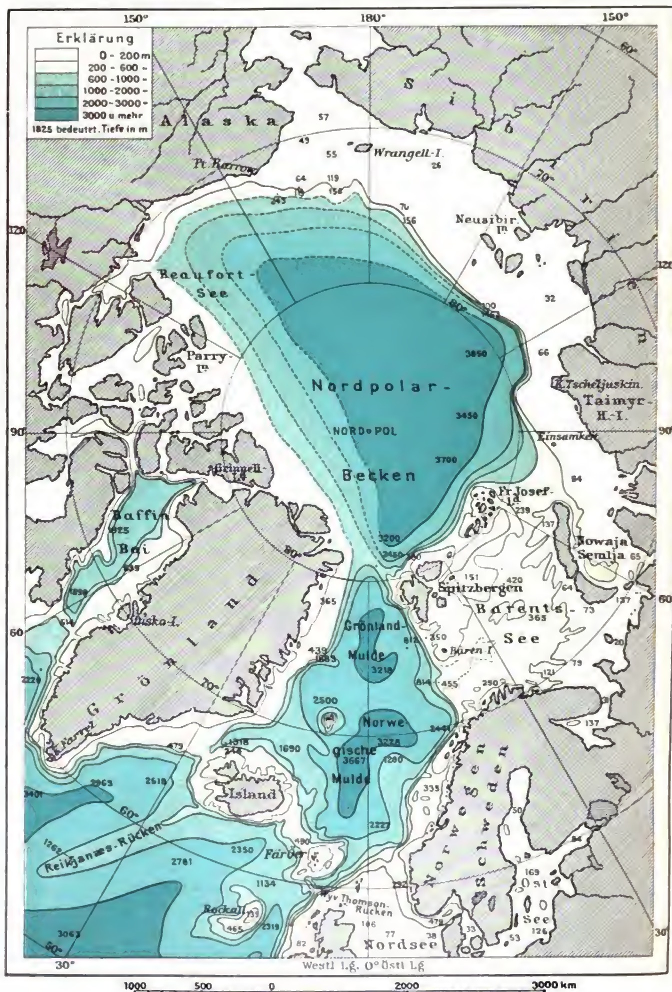


Fig. 40.

Die Tiefen des Nordpolarbeckens und des Europäischen Nordmeeres.

bleibt hier dem Bereiche des submarinen Kontinentalplateaus vorbehalten; es zeigt eine stellenweise geradezu gesetzmäßig anmutende Feinheit der Gliederung. Unübertroffen hierin ist der

Grönland-Island-Fär Öer-Schottland-Rücken.

Hier wurde von der Natur eine unterseeische Verbindung zwischen Grönland und Amerika einerseits und Europa anderseits geschaffen; sänke der Meeresspiegel nur um rund 500 m, so würde man trockenen Fußes hin und her gelangen können. Zwischen der Ostküste Grönlands und der Westküste Islands dürfte die mittlere Tiefe 350 m betragen; an einer Stelle kommt sie bis auf fast 600 m, da schlauchartig von Nordosten und Südwesten her die Tiefsee in die Dänemark-Straße vordringt, so daß nur ein schmaler Rücken von etwa 120 km Breite bleibt. Ähnlich liegen die Dinge auf der Strecke zwischen Island und den Fär Öer: da haben wir eine massige, die großen Tiefen im Süden und im Norden scheidende Erhebung von 150 km Breite und 400 bis 500 m Durchschnittstiefe. Wie auf des Messers Schneide aber steht die Verbindung von den Fär Öer herüber zum schottländischen Festlandssockel; das Fär-Öer-Plateau verläuft erst etwas nach Süden und biegt dann scharf ostwärts um, indem nur ein schmaler Grat von 20 km Breite* übrig bleibt, über welchem 470 bis 500 m Wasser stehen. Dies östliche Stück ist der berühmte Wyville-Thomson-Rücken, der von jeher ein klassisches Lern- und Lehrobjekt für die Meeresforschung abgegeben hat. Ein Gebilde von wohl unerreichter Zierlichkeit, in ozeanischem Sinne gesprochen, trennt er fast vollkommen die warme atlantische Tiefsee im Süden von der kalten polaren Tiefsee im Norden. Nördlich vom Thomson-Rücken beginnt — schon in den mehr als 1000 m betragenden Tiefen — das nördliche Eismeer; wir erkennen das nicht bloß an der polaren Bodenfauna, sondern auch an der Bodentemperatur, die hier, im Gegensatz zu den südlich vom Rücken mit + 2.5° bis 3° gemessenen Temperaturen, nur — 1.3° beträgt. Aber auch an der Oberfläche ist der Passage zwischen den Fär Öer und Nordschottland eine bedeutsame Funktion zugewiesen; die Passage wird ganz von der nach Nordosten setzenden Golfstromtrift eingenommen. Das Gegenstück dazu bildet die Dänemark-Straße, deren Hauptaufgabe darin besteht, den nach Südwesten ziehenden Polarstrom hinaus zum offenen Atlantischen Ozean zu entlassen. Über dem Mittelstück endlich des großen Verbindungsrückens, auf der Strecke zwischen Island und den Fär Öer, kämpfen atlantische und polare Gewässer örtlich und zeitlich mit wechselndem Erfolge um die Vorherrschaft. Doch das können nur Andeutungen sein der fundamentalen Rolle, die zu spielen die untermeerische Landverbindung der Alten und Neuen Welt im Haushalt des Atlantischen Ozeans berufen ist (§ 43).

Verfolgen wir vom Thomson-Rücken die zum Sockel des europäischen Festlandes hinüberführende untermeerische Landbrücke ostwärts weiter, so treffen wir bald nach dem Passieren der Shetland-Inseln auf eine entschieden nach Süden gerichtete, in den Schelf eingeschnittene, tiefe Furche: das ist die merkwürdige, ihrer Entstehung nach noch nicht erklärte Norwegische Rinne[24]. Vom offenen Ozean etwa auf der Höhe des Kap Stad abzweigend, streicht sie an den Mündungen des Sogne-, Hardanger- und

* Aus dieser Zahl sehen wir immerhin wieder den grundsätzlichen Unterschied zwischen den Erhebungen über Wasser und unter Wasser herausleuchten — ein „Grat“ von 20 km Breite!

Bukke-Fjordes entlang und bringt es zunächst nur auf 250—350 m, im Skagerrak jedoch bis auf 600, an einer Stelle sogar bis nahezu 700 m Tiefe. Die innere, östliche Seite dieses gewaltigen, 50—80 km breiten Talzuges lehnt sich überall unmittelbar an die norwegische Küste, die äußere, westliche Kante steigt auf zum flachen Boden der Nordsee.

Die Nordsee[25] stellt im allgemeinen eine langsam nach Süden zu ansteigende Platte dar, derart, daß ihre nördliche Hälfte 50—80 m, ihre südliche Hälfte 20—40 m unter der Oberfläche liegt; die fischberühmte Doggerbank, so groß wie Schleswig-Holstein, besitzt einzelne nur 15 m tiefe Partien. Die Ostsee[25] dagegen, schon durch ihre langgestreckte Gestalt von der breit hingelagerten Nordsee sich unterscheidend, weist meist talartig schmale Längsfurchen auf, in deren Bereich noch wieder da und dort tiefere Becken oder Kessel eingesenkt liegen, so z. B. östlich von Gotland mit 249 m. Selbst in der Danziger Bucht sinkt das Lot zwischen Hela und Pillau bis 109 m. Aber wir sehen aus allen diesen Zahlen zugleich, daß, im ganzen genommen, Ostsee und Nordsee doch nur Teile des großen, unterseeischen Festlandsockels darstellen, der auch nördlich von der Nordsee, an der nordnorwegischen Küste, in breiter Front weiter verläuft.

Für diesen nordnorwegischen Teil der europäischen Kontinentalstufe gilt, daß seine Außenkante nicht schon bei 100 oder 200 m, sondern erst bei 400—600 m Tiefe erreicht wird (Fig. 40), indem dann erst der steile Abfall zur norwegischen Tiefsee einsetzt. Auf dem breiten unterseeischen Plateau selbst, das der Küste vorliegt, bewegen sich die Tiefen meist zwischen 200 und 300 m; einzelne, langgestreckte und erheblich tiefer eingesenkte Partien erwecken ganz den Eindruck, als ob große, ertrunkene Fjordtäler dies Plateau nach verschiedenen Richtungen hin durchfurchen. Durchschnittlich 200 km weit westwärts steht dieser vom Wasser überdeckte Fuß des Festlands vor; nur bei den Lofoten ist er ganz schmal, da dort in steilem Abfall von den Inseln aus die Tiefsee nach wenigen Kilometern Abstand schon erreicht wird.

Setzen wir die Reise nordwärts über das Nordkap hinaus fort, so bleiben wir nahe der westlichen Kante des sogenannten Barents-Meeres, die unter rund 15° O-Lg. in S-N-Richtung verläuft. Im Norden bilden eine natürliche Grenze die untermeerischen Sockel von Spitzbergen und Kaiser-Franz-Joseph-Land, im Osten die Nowaja-Semlja-Inseln; von einem rund 100 km breiten, unter 73° N-Br. eingeschnittenen und bis zu 450 m tiefen Tale abgesehen, bleiben die Wassertiefen in der gesamten Barents-See kleiner als 400 m, nach dem Weißen Meere zu, südlich von 70° N-Br., sogar kleiner als 100 m, und die Bodengestaltung ähnelt da ganz derjenigen der nicht so fernen Ostsee. Dieses Barents-Meer, unwirtlich und im nördlichen und östlichen Teile durch Eis unwegsam, mag an und für sich wenig interessant für uns sein; der Geograph muß aber bedenken, daß es sich um eine mächtige Enklave des Atlantischen Ozeans handelt, um ein Randmeer zwischen 70° und 80° N-Br. ähnlich der zwischen 50° und 60° N-Br. gelegenen Nordsee, nur von mehr als ihrer doppelten Größe.

Rund 20 mal größer aber als unsre heimische Nordsee ist das eigentliche

Nordpolarbecken[26],

das nördlich der Ostgrönland mit Westspitzbergen verbindenden Schwelle beginnt und in seiner ganzen Ausdehnung über den Pol hinweg bis zur Bering-Straße zweifellos ein weiteres Anhängsel des atlantischen Tales darstellt, ein letztes und ziemlich selbständiges Gebilde von echtem Tiefseecharakter, eingebettet zwischen den Nordküsten der Alten

und der Neuen Welt (Fig. 40, S. 120). Während am Südpol mit größter Wahrscheinlichkeit die Gebiete südlich von 80° Breite durch Festland, noch dazu durch Festland von sehr bedeutender mittlerer Höhe eingenommen werden, herrscht am Nordpol in der Kappe von 90° bis 80° Breite, nach der Bering-Straße zu sogar bis 70° N-Br., das Meer, und zwar ein tiefes Meer. Das wissen wir seit NANSENS denkwürdiger Trift auf dem „Fram“; Tiefen von 3400 bis 3850 m wurden auf der asiatischen Seite zwischen 80° und 85° Breite gelotet. Ob dies Tiefbecken bis zur amerikanischen Seite hinüberreicht oder ob dort flachere Strecken, vielleicht sogar unbekannte Landflächen in größerer Ausdehnung liegen, bleibt auch nach PEARYS Polfahrt ungewiß und eine umstrittene Frage.

Sicher aber ist die Existenz einer sehr breiten sibirischen Kontinentalstufe, die zur Tiefsee des eigentlichen Polarbeckens in ungefähr den gleichen Gegensatz tritt wie die norwegische Vorstufe zur norwegischen Tiefsee. Ja, der Gegensatz erscheint, dem Grade nach, sogar stärker ausgebildet; während nämlich der norwegische Schelf volle 300 bis 400 m tief liegt und die norwegische Mulde nur über vergleichsweise mäßigen Flächen mehr als 3000 m Tiefe aufweist, bringt es die sibirische Vorstufe nur auf 50 bis 100 m, das Tiefbecken dagegen anscheinend überall auf mehr als 3000 m. Bei der gewaltigen Breite der sibirischen Flachsee — durchschnittlich 400 bis 500 km — ist es übrigens ausgeschlossen, die Entstehung dieser Seichtwasserregion auf die anschwemmende Tätigkeit der sibirischen großen Ströme zurückzuführen.

Was die Bodentemperatur in diesem Nordpolarbecken anlangt, so läge die Vermutung nahe, daß sie mindestens die gleich niedrige ist wie im Europäischen Nordmeer. Die Beobachtungen NANSENS haben jedoch auffälligerweise ergeben, daß das Bodenwasser um den Nordpol etwa ½° wärmer ist als das Bodenwasser im südlicher gelegenen „Nordmeer“; es hat eine Temperatur von —0.8° und —0.9°, während im Europäischen Nordmeer —1.2° und —1.3° gemessen werden. Es ist nun, da ein berechtigter Zweifel an der Zuverlässigkeit der Nansenschen Messungen bisher nicht erhoben werden konnte, eine viel erörterte, aber nicht zufriedenstellend beantwortete Frage die nach der Ursache dieser thermischen Verschiedenheit der beiden Meeresbecken.

Auch die Bodenbeschaffenheit des nordpolaren Tiefbeckens bietet nach zwei Richtungen Bemerkenswertes. Erstens sind Reste organischen Ursprunges, z. B. Foraminiferenschalen, in den Grundproben ganz auffällig selten, während das Europäische Nordmeer noch in einem großen, zentralen Teile von reichem Globigerinenschlamm bedeckt ist. Diese Armut des polaren Meeresgrundes an Resten kalkschaliger oder auch kieselschaliger Organismen steht im Einklang mit der Armut der Meeresoberfläche an organischem Leben, die wiederum bei der ständigen Eisbedeckung wohl erklärlich erscheint. Zweitens war auf der Nansenschen Fahrt die durchgängige Feinheit der gewonnenen Grundproben auffällig; gröberes Material oder gar Steine, wie sie von Gletschern zurückgelassen werden und z. B. auf der Neufundland-Bank charakteristisch sind, fehlten auf dem „Fram“-Wege gänzlich. Das läßt den Schluß zu, daß seit langen geologischen Epochen keine Trift von Gletschereis, also von Eisbergen, über das Tiefbecken hinwegzog, daß vielmehr die Erfüllung mit Meerwassereis oder Packeis seit ungezählten Jahrtausenden besteht.

Literaturnachweis zu den Tiefen des Atlantischen Ozeans.

[1] Über die Bezeichnungsweise und die Namen der wichtigsten untermeerischen Bodenformen liegen internationale Abmachungen vor; vgl. Peterm. Geograph. Mitteil. 1903, S. 151. — [2] Forschungsreise S. M. S. „Planet", III. Bd., Ozeanographie von W. Brennecke, Berlin 1909, S. 37 und Tafel V. — [3] O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie, I. Bd., 2. Aufl., S. 432. G. Schott, Deutsche Tiefsee-expedition auf der „Valdivia", I. Bd. Atlas, Tafel XXII. — [4] E. Philippi in Zeitschrift der Deutschen Geolog. Ges., Bd. 60, Jahrg. 1908, S. 375. — [5] J. Murray und E. Philippi, Deutsche Tiefseeexpedition auf der „Valdivia", X. Bd., S. 69 ff., auch O. Krümmel, a. a. O. S. 160 ff. — [6] Suess, Antlitz der Erde, Bd. III, 2, 1909. — [7] Dinklage in Annal. d. Hydrogr. 1899, S. 37. — [8] W. Sachse, Deutsche Tiefsee-expedition auf der „Valdivia", X. Bd., 1. Liefer.; auch in Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1899, Heft 2. — [9] W. Brennecke, Forschungsreise S. M. S. „Planet", III. Bd., S. 38 ff. und Tafel VI. — [10] A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, II. Bd., S. 614, 619. — [11] E. Philippi, Die Bodenproben der deutschen Südpolarexpedition, Berlin 1910, S. 428; vgl. auch denselben oben unter Nr.[4]. — [12] Am besten studiert man solche Einzelformen des Meeresbodens auf Seekarten großen Maßstabes. Vgl. auch Reichs-Marine-Amt, Handbuch der Ostküste Südamerikas, I. Teil, 2. Aufl., Berlin 1911, S. 371 ff. — [13] Von den westindischen Gewässern überhaupt handelt das lebensvoll geschriebene Buch Al. Agassiz, Three cruises of S. S. "Blake", 2 Bde. London 1888. Eine Tiefenkarte größeren Maßstabes als der unsrer Tafel V enthält Berghaus' physikal. Atlas, Abt. Hydrographie. — [14] Spencer, The submarine cannon of the Hudson river. Geogr. Journal, London 1905, Bd. XXV., S. 180 ff., mit Karte. — [15] Schott, Deutsche Tiefseeexpedition auf der „Valdivia", I. Bd., S. 100, Tafel IV/VI. — [16] Thoulet in Compt. Rend. Acad. Sc. CXXXIX, Paris 1904, S. 241—243, und Thoulet, Carte bathymétrique des isles Açores, 1903. — [17] Philippson, Das Mittelmeergebiet, 2. Aufl., Leipzig 1907. — [18] Der historische Vorgang nach Original-dokumenten geschildert von Murray and Peake, Contributions to our knowledge of the floor of the North Atlantic Ocean (Extra Public. Geogr. Soc London 1904). — [19] Murray and Peake, s. Nr.[18], S. 16. — [20] The Danish Ingolf-Expedition, vol. I: The voyage by C. F. Wandel, Copenhagen 1899, Tafel I. — [21] Scottish Geograph. Magazine 1898, S. 395; Monatskarte f. d. Nordatl. Ozean, Hamburg, Seewarte, August 1904. — [22] Über das Europäische Nordmeer besitzen wir eine ausgezeichnete zusammen-fassende Beschreibung moderner Art von Helland Hansen und Nansen, The Norwegian Sea, in vol. II, Report on Marine and Fishery Investigations. Bergen 1909. Auch das vielbändige Werk der Nordmeer-Expedition unter Mohns wissenschaftlicher Leitung aus den achtziger Jahren ist noch heute wertvoll. — [23] Über die nordischen Meerestiefen s. die große Spezialarbeit F. Nansens, The bathymetrical features of the Polar Seas. Christiania 1904. — [24] Vgl. die schöne Tiefenkarte Tafel XL in Nansens Werk (Nr.[23]). — [25] O. Krümmel, Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung, Berlin 1904. — [26] Auch hier bietet Nansen wieder die beste Einführung, vgl. seinen Vortrag On north polar problems in Geograph. Journal, London 1907 (Nov./Dez.), S. 469 ff., mit Karte; s. auch Annalen der Hydrogr. 1909, Tafel IV.

Kapitel V.

Die natürlichen Eigenschaften des atlantischen Wassers.

Wenn wir nunmehr die physikalischen und chemischen Verhältnisse sowie die Bewegungen des Atlantischen Ozeans in das Auge fassen, mit andern Worten: wenn wir uns den natürlichen Eigenschaften zuwenden, mit denen das atlantische Wasser selbst ausgestattet ist, so gilt es zunächst, einen allgemeinen Überblick über die regionalen Unterschiede der in Betracht kommenden Faktoren innerhalb des ganzen Atlantischen Ozeans — als da sind Farbe, Salzgehalt, Temperatur, Strömungen usw. — zu gewinnen; diese Übersicht wird es dann ermöglichen, bestimmte ozeanische Regionen, denen bestimmte physikalische Eigenschaften und Erscheinungen gemeinsam oder charakteristisch sind, im Atlantischen Ozean auszusondern und zu beschreiben etwa in derselben Weise, wie der ein spezielles Land behandelnde Geograph bestimmte Landschaften mit gemeinsamen, wesentlichen Charakterzügen innerhalb des dargestellten Gesamtraumes schildert.

A. Allgemeine Übersicht.

§ 29. Farbe und Salzgehalt des atlantischen Wassers.

(Tafel VIII und IX.)

Wer nur Ost- und Nordsee befahren hat, vermag sich keine Vorstellung von dem satten, tiefen und doch auch hellen Blau zu machen, das dem Wasser gewisser zentraler Teile des Atlantischen Ozeans eigen ist. Schnars-Alquist* hat uns in herrlichen, künstlerisch und man darf sagen auch wissenschaftlich vollendeten Gemälden das Blau des Ozeans gezeigt, das manchem Beschauer unnatürlich erscheint. Seit mit einiger Berechtigung angenommen wird, daß Farbe, Durchsichtigkeit und Planktonmenge** des Seewassers untereinander in einem direkt proportionalen Verhältnis stehen, können wir auch von einer biologischen Bedeutsamkeit der Meerwasserfarbe sprechen: je blauer die See, desto durchsichtiger und zugleich desto ärmer an mikroskopisch kleinen Organismen pflegt sie im allgemeinen zu sein. Mit dem Grün des Ostseewassers geht ein gewaltiger Reichtum an Plankton, mit dem Blau der Sargassosee wüstenhafte Armut an Lebewesen Hand in Hand. Tafel VIII soll, soweit die Verhältnisse bekannt sind, die regionalen Verschiedenheiten der Färbung des atlantischen Oberflächenwassers veranschaulichen. Die eingeschriebenen Zahlen sind so zu verstehen, daß das tiefste, klare Kobaltblau durch 0 gekennzeichnet wird; wenn einer rein blauen Kupfervitriollösung 1 oder 2% einer gelben Lösung beigemischt werden müssen, um die der

* Siehe das Titelbild dieses Buches.

** d. i. die Menge der frei schwebenden kleinen und kleinsten Lebewesen, die sogenannte Urnahrung des Meeres.

örtlichen Meeresfarbe entsprechende Färbung zu erzielen[1], so wird dies durch 1—2 bezeichnet; solches Wasser ist immer noch blau. Ein deutlicher Stich in das Grün tritt auf, sobald das Gelb mehr als 2, etwa 3 bis 5% bei 95 bis 97% Blau ausmacht; solches Wasser erscheint blaugrün*.

Unverkennbar tritt eine Symmetrie in der regionalen Anordnung der atlantischen Wasserfarbe hervor. Von 15° bis 35° N-Br. einerseits, von 10° bis 30° S-Br. anderseits finden wir jeweils das schönste Blau, das unser Ozean aufweist; es sind die zentralen Gebiete von den Bermudas bis nahe an Madeira und von der brasilianischen Küste bis St. Helena. Die dem Äquator nächsten Wasserflächen sind, besonders zwischen St. Paul und Ascension, auffällig nach dem Grün hin verfärbt, und zwar scheint dies blaugrüne Wasser aus den südwestafrikanischen Meeresteilen, die gleiche Farbennuancen aufweisen, herzuleiten zu sein. Auch die nordwestafrikanischen Küstengewässer einschließlich der Kapverdeschen und Canarischen Regionen neigen zu blaugrüner bis grünblauer Farbe, so daß nahezu die gesamte östliche Seite des Atlantischen Ozeans in einem ziemlich breiten Bande nicht das reine Blau besitzt, das der westlichen Seite mindestens im Bereich des Golfstromes und der brasilianischen Ostküste eigen ist.

Die höheren Breiten werden immer entschiedener mißfarben; nördlich von 40° N-Br. häufen sich die Beobachtungen grünblauen, ja vorwiegend grünen Wassers — und in diesem Sinne, d. h. verglichen mit dem wunderbar reinen Blau des zentralen Atlantischen Ozeans, beherbergen der Englische Kanal, die Nordsee gleichermaßen wie die Ostsee grünliches Wasser, das schließlich auch im europäischen und amerikanischen Nordmeer offenbar vorherrscht. Das gleiche kann über die Zonen südlich von der La-Plata-Mündung gesagt werden; die kalten Gewässer zwischen den Falklands und dem Bouvet-Eiland erscheinen dunkel und mißfarben schwarzgrün, wenig durchsichtig, ihre trübe Abtönung paßt zu dem einförmig düstern Wolkenhimmel, der über ihnen hängt.

Der zonalen Anordnung der atlantischen Wasserfarben ähnlich gruppiert sich die räumliche Verteilung der atlantischen Salzgehalte** (Tafel IX). Zwei ovale Kerne relativ höchster Salinität dehnen sich etwa um die Wendekreise, auf Nordbreite recht in der Mitte der westöstlichen Erstreckung des Ozeans und mit Werten bis zu 37.9‰, auf Südbreite aber unter entschiedener Anlehnung an die brasilianische, also westliche Hälfte des Meeres, mit Werten bis zu 37.6‰. Eine 10 Breitengrade zu beiden Seiten des Äquators umfassende Zone birgt Oberflächenwasser von erheblich geringerem Salzgehalt; hier sind etwa 35 bis 35.5‰ Salz vorhanden, ja unter der westafrikanischen Küste nur 34 bis 32‰ im innersten Winkel des Golfes von Guinea. Und wie bei der Farbe an die zwei idealblauen, subtropischen Zentren jeweils ein breites Band blaugrünen und grünblauen Wassers polwärts sich anschließt, so beobachten wir polwärts von den zwei Kernen maximalen Salzgehaltes eine mit wachsender Breite zunehmende Verringerung der Salinität; sie erfolgt sehr langsam im nordatlantischen Bereiche, wo Werte von 35.5 gelegentlich noch weit bis in das Europäische Nordmeer hinauf angetroffen werden und wo selbst in der Mitte unsrer Nordsee fast regelmäßig Beträge von 35.0‰ und ein wenig darüber nachweisbar sind, sie erfolgt sehr schnell im süd-

* Die auf der Tafel VIII benutzten Farben vermögen nicht etwa die wirklichen Färbungen wiederzugeben, sie sollen nur die relativen Unterschiede herausbringen. Die Farben müßten, um naturgetreu zu werden, auch durchweg dunkler gehalten sein.

** Salzgehalt[2], d. h. die Summe der in 1 kg Meerwasser aufgelöst vorhandenen Stoffe überhaupt, ausgedrückt in g oder ‰.

atlantischen Bereich, wo — soweit die mangelhafte Kenntnis ein Urteil erlaubt — bereits südlich von 40° S-Br. das Wasser selbst des freien, also landfernen Ozeans durchweg 35‰ nicht erreicht und südlich von 50° S-Br. meist sogar ein wenig unter einem Gehalt von 34‰ bleibt. Im Gebiet des antarktischen Treib- und Packeises können wir bei dem Oberflächenwasser auf etwa 33.0 bis 33.5‰ rechnen.

Gewiß gehört nun die Angabe dieser Salzgehaltsunterschiede schon an und für sich in eine vollständige Beschreibung der physikalisch-chemischen Verhältnisse des Atlantischen Ozeans. Ihre Kenntnis hat aber eine weiterreichende Bedeutung, da der Salzgehalt in noch höherem Grade als die Temperatur ein Kennzeichen für die Herkunft der verschiedenen Wasserarten darstellt und somit in vielen Fällen einen Rückschluß auf Strömungen, überhaupt auf Wasserversetzungen aller Art gestattet[3]; bei der Schilderung der atlantischen Einzelregionen werden sich nicht wenige Beispiele dafür finden.

Dies gilt auch für den Salzgehalt der tieferen Schichten, ja gerade für diesen infolge gewisser Abweichungen von den Verhältnissen der Oberfläche. In dem Schnitt von 60° N-Br. bis 50° S-Br. (Fig. 42, S. 132) sind die wichtigsten der bis jetzt nicht eben zahlreichen, zuverlässigen Bestimmungen für das Tiefenwasser der östlichen Hälfte des Atlantischen Ozeans vereinigt[4]; da fällt zunächst die Tatsache in die Augen, daß die beiden tropischen in 30° N-Br. und 15° S-Br. angeordneten Kerne maximalen Salzgehaltes der Oberfläche bis zu rund 400 m im Nordatlantischen, bis zu 100 m Tiefe im Südatlantischen Ozean hinabreichen, während die äquatoriale Fläche salzarmen Wassers nur bis 25 oder 50 m Tiefe sich erstreckt und schon von da ab durch ziemlich salzreiches Wasser unterlagert wird*. Beachtenswert erscheint sodann unter den südlichen Breiten noch der eigenartige Verlauf der Isohaline von 34.5‰; er erweckt den Eindruck, als ob in den höheren südlichen Breiten das die Oberfläche einnehmende Wasser allmählich absinke und dann äquatorwärts vordringe in Tiefen von 800 bis 1000 m. Durch Stationen sowohl im westlichen als auch im östlichen Becken des Südatlantischen Ozeans ist das in den eben genannten Tiefen ersichtliche Minimum, von dem aus nach oben und nach unten hin der Salzgehalt steigt, gesichert, und wir dürfen es wohl als eine mächtige Fernwirkung antarktischer Vorgänge bis in die Tropen hin deuten.

Wird nach der durchschnittlichen Menge der gelösten Stoffe im atlantischen Wasser überhaupt gefragt, so gibt 35‰ oder 3.5% einen annähernd richtigen Mittelwert; bei Berücksichtigung allein des Oberflächenwassers erhöht sich dieser Betrag auf etwa 35.5‰.

§ 30. Temperatur- und Dichteverhältnisse des atlantischen Wassers.

A. An der Oberfläche.

Im Jahresdurchschnitt (Tafel XI) ebensowenig wie in den einzelnen Monaten (Tafel X) laufen die Linien gleicher atlantischer Temperatur den Breitengraden parallel, obwohl der Grundcharakter einer west-östlichen Erstreckung unverkennbar ist, besonders in den mittleren Breiten. Die Strömungen der Meeresoberfläche in erster Linie, die Verteilung von Wasser und Land in zweiter Linie und lokale meteorologische

* Die in 700 bis 1000 m Tiefe des Profiles zwischen 40° und 35° N-Br. vorhandenen relativ salzreichen Wassermassen bilden keinen wesentlichen Bestandteil dieses atlantischen Bildes, sie sind durch den Unterstrom aus dem Mittelmeer veranlaßt. Vgl. § 38.

Eigentümlichkeiten in dritter Linie bestimmen im großen und kleinen Art und Betrag der Abweichung der Temperaturlinien von einem normalen W-O-Verlauf.

Die 0°-Isotherme zieht im Jahresmittel etwa von der Mitte der Dänemark-Straße über Jan Mayen nach Nordspitzbergen und von hier wieder südwärts an der Westküste Spitzbergens entlang in die Barents-See hinein, überschreitet also 80° N-Br.; im Südatlantischen Ozean begegnen wir der 0°-Linie aber schon zwischen 50 und 60° Br. Die 10°-Linie erreicht im Nordatlantischen Meer nahezu 60° Br. auf der europäischen Seite, im Südatlantischen nur 46° Br. 20° warmes Wasser treffen wir auf rund 35° N-Br. und 30° S-Br. an. Das südatlantische Oberflächenwasser ist also fast durchweg kälter als das nordatlantische gleicher geographischer Breite; diese Bevorzugung der nordhemisphärischen Hälfte unsres Ozeans äußert sich auch darin, daß die Linie oder Zone größter Wärme nicht mit dem Äquator zusammenfällt, sondern von dem Karibischen Meer hinüber nach der Küste Monrovias zieht.

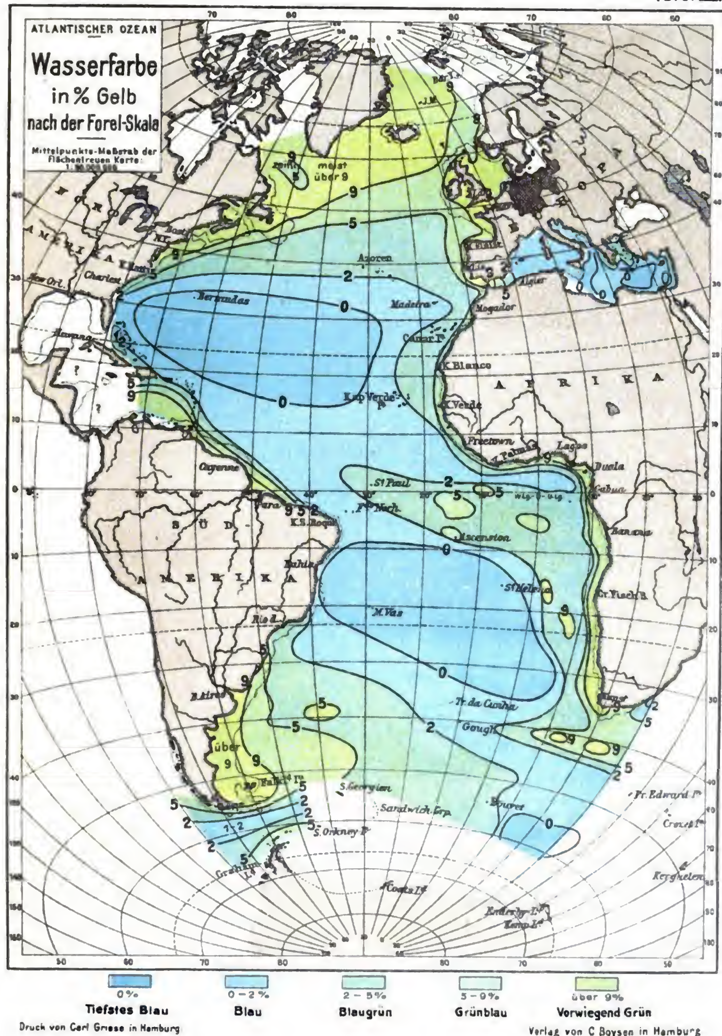
Neben den Unterschieden zwischen Nord- und Südbreite treten nun auch sehr erhebliche thermische Unterschiede des Oberflächenwassers auf gleicher Breite zwischen der westlichen und östlichen Seite des Atlantischen Ozeans auf, und zwar derart, daß der Sinn des Unterschiedes oder das Vorzeichen der Temperaturdifferenz mehrere Male wechselt; bald ist die amerikanische, bald die europäisch-afrikanische Seite die begünstigte. Von lokalen Verhältnissen dicht unter Land abgesehen, besitzen vom hohen Norden durch die gemäßigte Zone hindurch bis in die Breite der Azoren (rund 40° N) überall die europäischen Gewässer des Atlantischen Ozeans um 5 bis 8° höhere Temperaturen als die amerikanischen. In den Subtropen und Tropen ist dagegen umgekehrt die östliche Seite kälter als die westliche — mit Ausnahme eines schmalen Striches am Äquator und eben nördlich davon —, und diese Benachteiligung der afrikanischen Hälfte des Ozeans wandelt sich auf den höheren südlichen Breiten nun nicht etwa wieder in ihr Gegenteil um, sonden sie bleibt, im Gegensatz zum westöstlichen Temperaturunterschied auf N-Br., bestehen bis in das südliche Eismeer hinein. Nachstehende Ziffernreihe gibt den zahlenmäßigen Ausdruck für diese Verhältnisse.

Jahresdurchschnitt der Wassertemperatur °C.

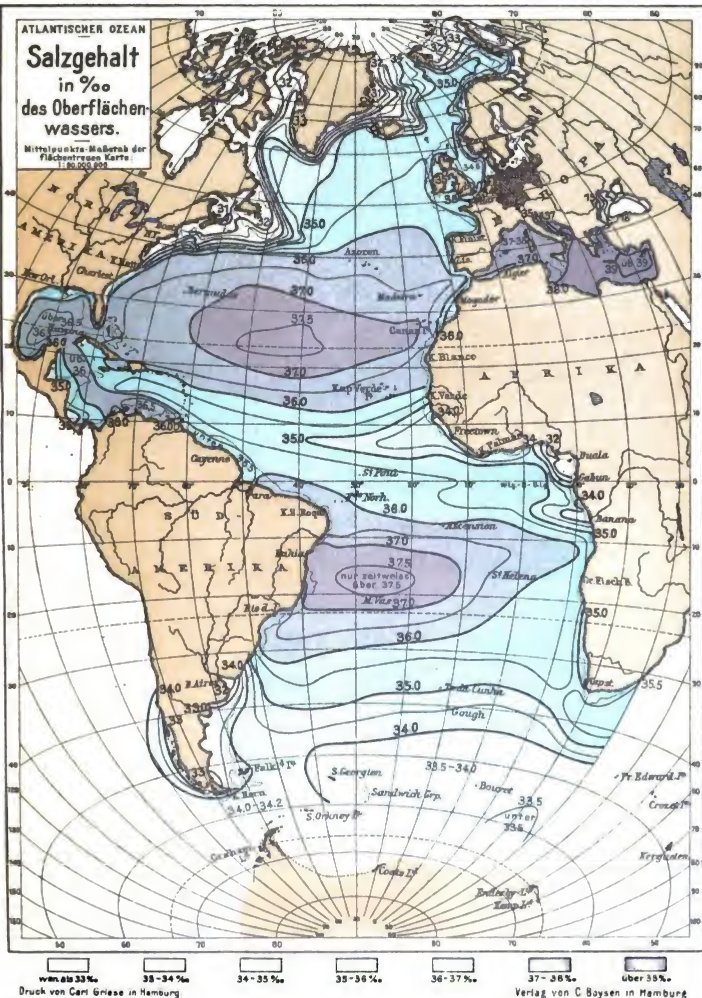
N-Br.	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	S-Br.
I. Amerikan. Seite	−1.5	3.5	4.0	11.5	25.5	27.0	27.5	26.5	26.0	24.5	20.5	15.0	8.0	3.5	
II. Europ.-afrik. Seite	6.0	9.0	12.5	16.5	18.0	20.0	26.5	27.0	23.5	17.5	16.0	14.0	2.5	−1.0	
Differenz II—I	*+7.5*	*+5.5*	*+8.5*	*+5.0*	*−7.5*	*−7.0*	*−1.0*	*+0.5*	*−2.5*	*−7.0*	*−4.5*	*−1.0*	*−5.5*	*−4.5*	

War schon der Südatlantische Ozean, als Ganzes genommen, durchweg kälter als der Nordatlantische, so ist außerdem die östliche Hälfte des Südatlantischen noch wieder kälter als seine westliche Hälfte; während auf Nordbreite die relativ niedrigsten Temperaturgrade des Oberflächenwassers in der Grönland-Gegend, überhaupt im Nordwesten, zu suchen sind, fallen sie auf Südbreite in die südöstlichen Gebiete, in die Gewässer der Bouvet-Insel und südlich davon.

Ein bedeutsames Licht auf diese thermischen Unterschiede zwischen Nord und Süd, zwischen West und Ost fällt auch dann, wenn wir untersuchen, wie sich die Jahrestemperaturen des Oberflächenwassers des Atlantischen Ozeans verhalten zu den Durchschnittstemperaturen des Oberflächenwassers aller drei Ozeane. Sind für die



Druck von Carl Griese in Hamburg
Verlag von C. Boysen in Hamburg

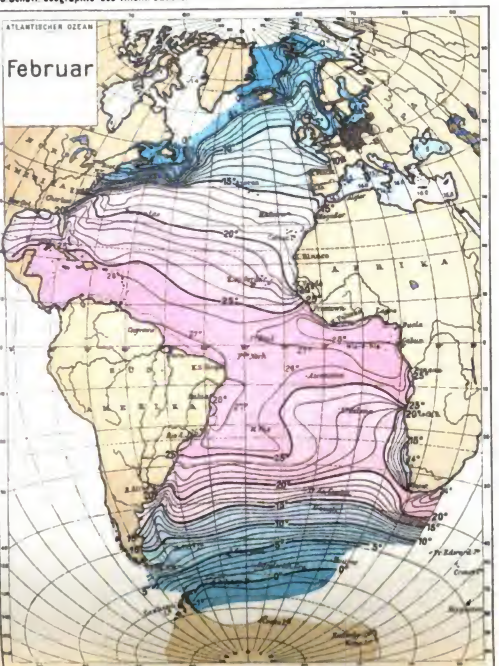


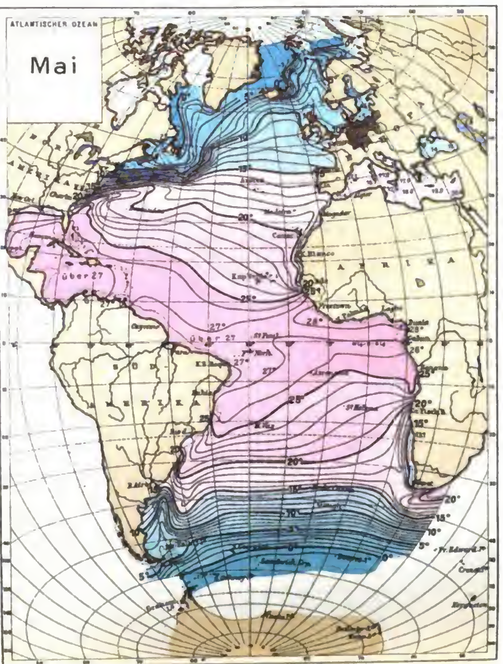
Druck von Carl Griese in Hamburg

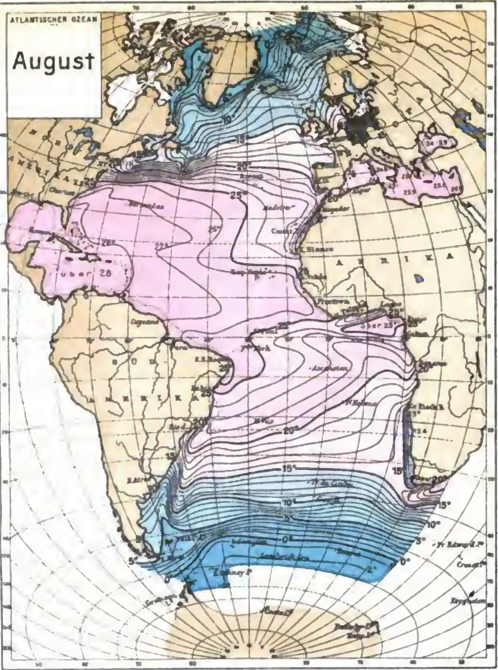
Verlag von C. Boysen in Hamburg

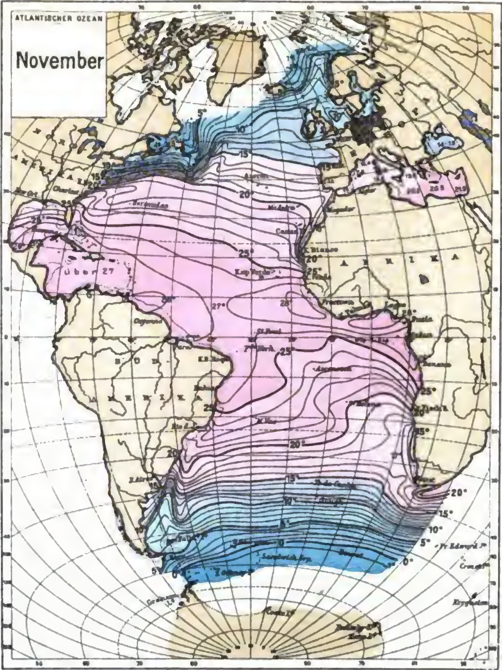
Temperatur des Oberflächenwassers °C

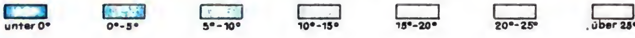
G. Schott. Geographie des Atlant. Ozeans.



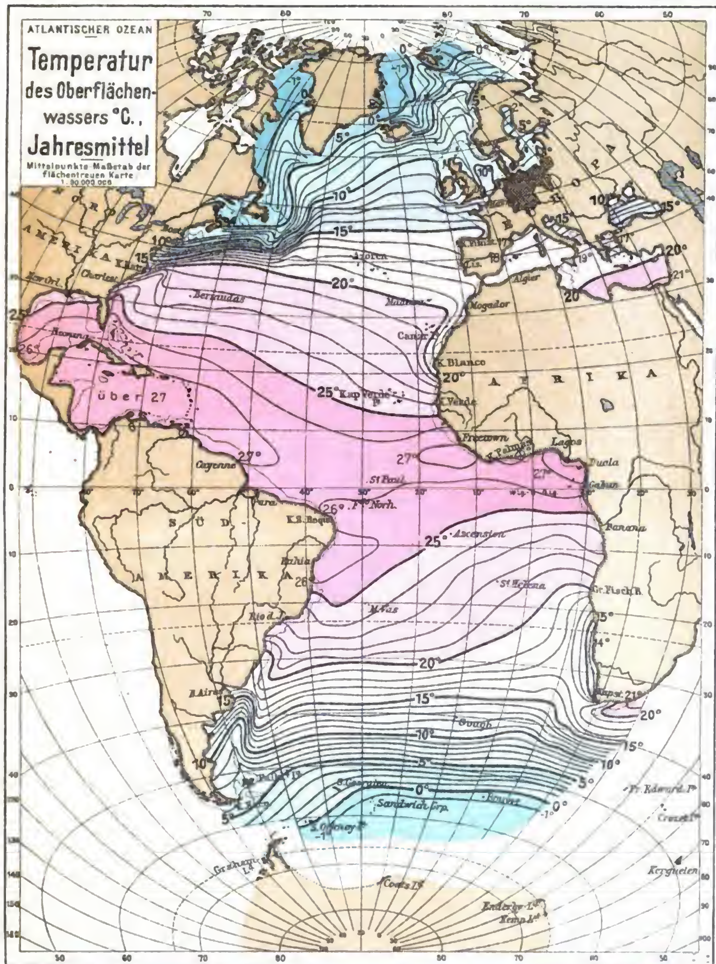






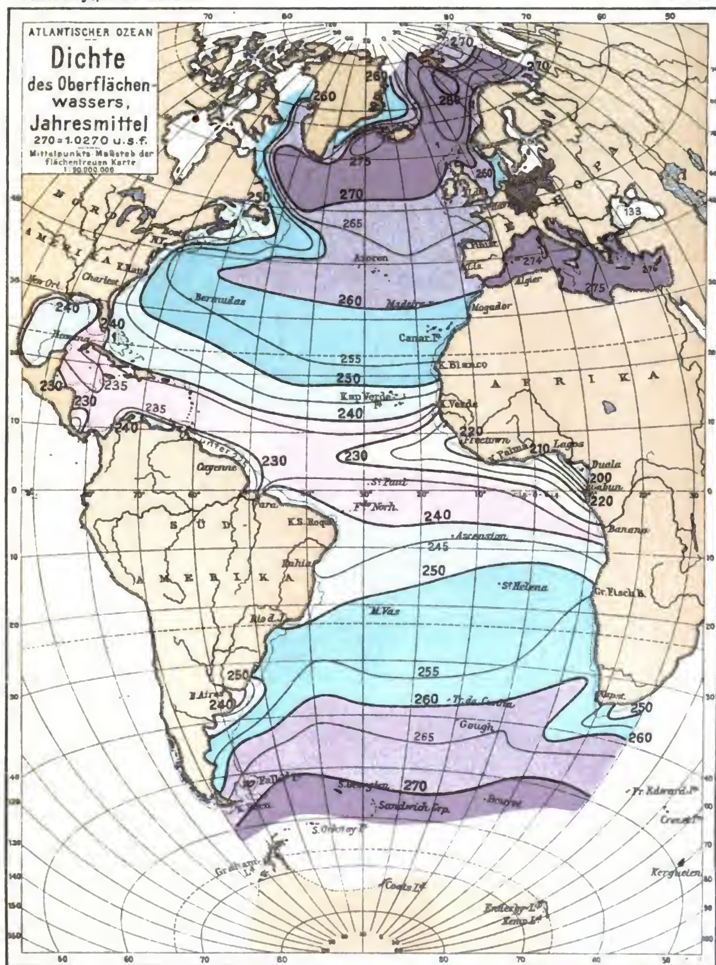


Druck von Carl Griese in Hamburg
Verlag von C. Boysen in Hamburg



Druck von Carl Griese in Hamburg

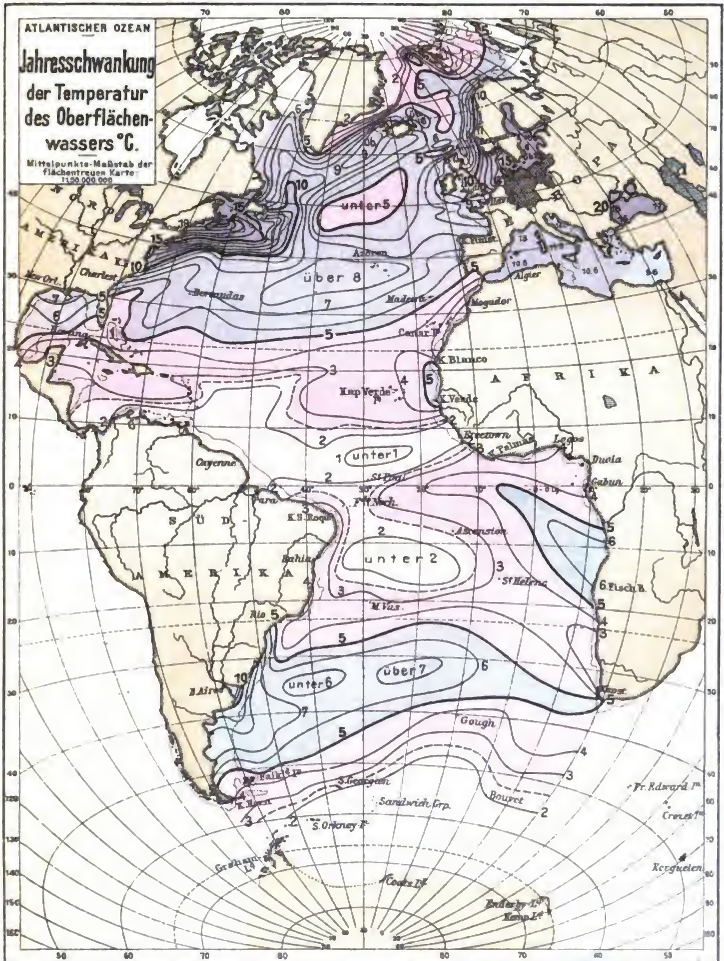
Verlag von C Boysen in Hamburg



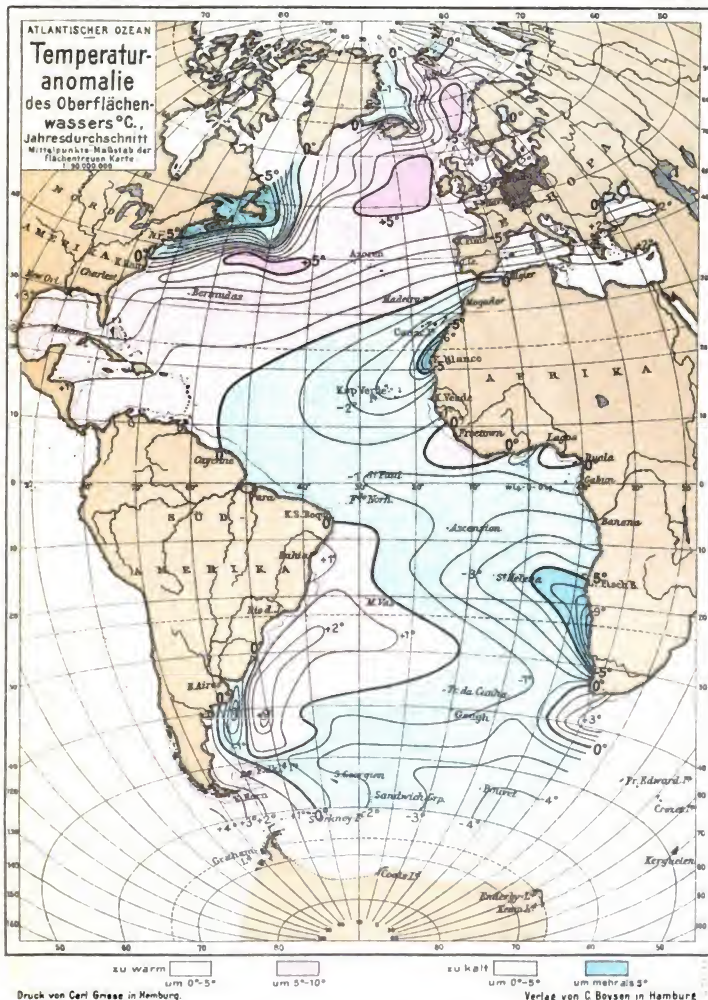
unter 230 | 230–240 | 240–250 | 250–260 | 260–270 | über 270

Druck von Carl Griese in Hamburg

Verlag von C. Boysen in Hamburg



Druck von Carl Griese in Hamburg.
Verlag von C. Boysen in Hamburg.



Druck von Carl Griese in Hamburg. Verlag von C. Boysen in Hamburg

G. Schott, Geographie des Atlant. Ozeans

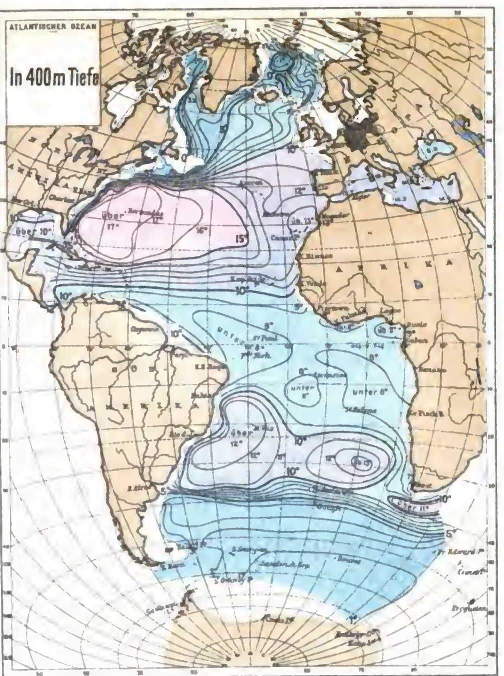
Temperatur des Tiefenwassers °C

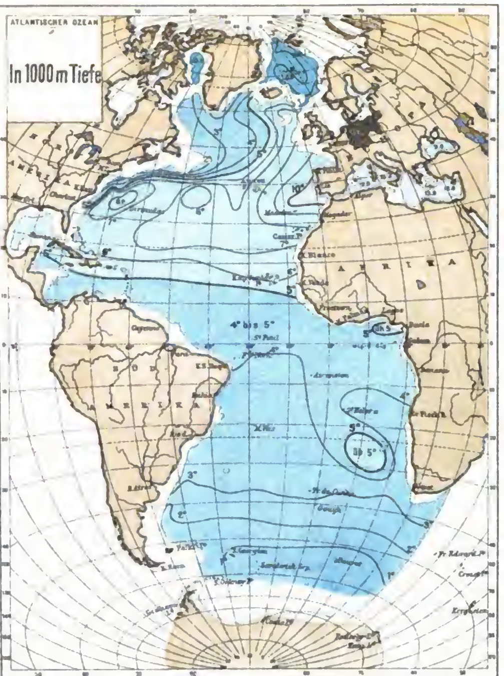
ATLANTISCHER OZEAN

In 100 m Tiefe

ATLANTISCHER OZEAN

In 200 m Tiefe





unter 0° | 0°–5° | 5°–10° | 10°–15° | 15°–20° | 20°–25° | über 25°

Druck von Carl Griese in Hamburg

Verlag von C. Boysen in Hamburg

einzelnen Breitengrade jeder Halbkugel die mittleren Jahrestemperaturen des Oberflächenwassers aller drei Weltmeere berechnet — siehe die Tabelle in § 44 — und bestimmen wir dann von Zone zu Zone die örtlichen Abweichungen, die speziell das atlantische Wasser hierzu aufweist, so entsteht eine Karte mit Linien gleicher Abweichung der Oberflächentemperatur oder eine Karte der Jahresisanomalen; sie läßt erkennen, wo das atlantische Meer relativ zum Normalwert zu warm, wo es zu kalt ist (Tafel XIV). Der hervorragendste Charakterzug dieser Karte kommt in der Tatsache zum Ausdruck, daß dem Nordatlantischen Ozean, wenn wir vom Golf von Mexiko aus in NO-Richtung nach West- und Nordeuropa und bis hinauf nach Spitzbergen uns begeben, überall ein Wärmeüberschuß eigen ist, der westwärts von Irland und westwärts von Norwegen sogar 5° erreicht. Auch über dem Golfstrom südlich der Neufundland-Bank lagert noch eine solche schmale Zone; desgleichen ist das Wasser an der Riviera um mehr als 5° zu warm. Vergleichsweise zu kalt erscheinen auf nördlicher Breite nur die Gewässer an der Ostküste Grönlands, die einen sehr auffälligen Vorstoß längs der Ostküste Islands ausführen, und die Gewässer der Labrador- und Neufundland-Gegend, wo negative Isanomalen sogar bis 6° auftreten. Ist somit die europäische Seite des Atlantischen Ozeans durchweg zu warm, so hat — von zwei unbedeutenden tropischen Küstengebieten und von der Südküste des Kaplandes abgesehen — die gesamte afrikanische Seite einen Wärmemangel zu verzeichnen; besonders charakteristisch sind in dieser Hinsicht die der marokkanischen und der südwestafrikanischen Küste angelagerten Kaltwasserflächen, die nach SW und NW in das Meer hinausragen. In den höheren südlichen Breiten ist der Atlantische Ozean fast überall zu kalt; einem Wärmedefizit von etwa 4° in der Bouvet-Gegend steht der Wärmeüberschuß von etwa 5° auf gleicher nördlicher Breite unter ungefähr gleicher geographischer Länge schroff gegenüber.

Wird der Unterschied zwischen der Temperatur des kältesten und des wärmsten Monats ermittelt, so ergeben sich Linien gleicher mittlerer Jahresschwankung oder Amplitude des Oberflächenwassers (Tafel XIII). Innerhalb der Wendekreise bleibt die Jahresamplitude fast überall unter 5°; auf rund 5° N-Br., zwischen 20° und 30° W-Lg., befindet sich sogar ein Gebiet von knapp 1° Schwankung! In den mittleren Breiten von 30° bis 40° steigt der Betrag auf 5° bis 8°, um dann polwärts auf beiden Halbkugeln etwas abzunehmen, besonders auf südlicher Breite; diese Abnahme gilt nur für die Wassertemperatur und wird im wesentlichen durch den Umstand bedingt, daß eine unter —1.7° bis —2° herabgehende Abkühlung der Meerestemperatur nicht eintritt. Die Amplituden der atlantischen Lufttemperaturen werden in dieser Hinsicht naturgemäß eine ganz andre Größenordnung erkennen lassen (Tafel XIX).

Im ganzen genommen, dürfen die mittleren Schwankungen der Oberflächentemperatur des offenen Atlantischen Ozeans als äußerst klein gelten. Einige größere Gebiete, die sich an Küsten oder Nebenmeere anlehnen, machen davon jedoch eine Ausnahme. Gewaltige jahreszeitliche Unterschiede finden sich, wenn solch abgeschlossene Binnengewässer wie die Ostsee oder das Schwarze Meer außer acht bleiben, an der Nordostküste Nordamerikas von Kap Hatteras bis Neufundland und nördlich von 40° N-Br. auch weit in den offenen Ozean hinaus bis etwa 48° oder 50° W-Lg.; durch die spätere Beschreibung der Labrador- und Golfstromregion wird Licht in die hier wirksamen Ursachen kommen.

Die Dichteverhältnisse des atlantischen Oberflächenwassers soll Tafel XII in großen Zügen veranschaulichen. Wenn gefragt wird, wievielmal schwerer als Süßwasser bei 4° ist das Seewasser bei der im Jahresdurchschnitt vorhandenen örtlichen Temperatur, so finden wir zwischen rund 1.0210 und 1.0275 schwankende Werte; es wiegt ein Liter Meerwasser z. B. im Golf von Guinea etwa 1021 g, weil hier hohe Temperatur und geringer Salzgehalt eine Verringerung der Dichte herbeiführen, im norwegischen Meere aber 1027.5 g, da ein von der Golfstromtrift herrührender, vergleichsweise hoher Salzgehalt und niedrige Temperaturen das Wasser dort spezifisch schwer machen. In Abweichung von der regionalen Salzgehaltsverteilung, die je ein Maximum in mittleren Breiten erreicht (S. 126), wird das atlantische Oberflächenwasser von den äquatorialen Gegenden nach beiden Polen hin stetig schwerer, ohne daß bei den Roßbreiten* eine Zone besonders großer Dichte sich einschiebt. Das relativ leichteste Wasser treffen wir im wesentlichen nördlich vom Äquator an, und zwar nach Osten, zur afrikanischen Küste hin, verschoben.

B. In der Tiefe

begegnen wir höchst merkwürdigen Temperaturtatsachen. Die Schilderung der Reliefformen der atlantischen Tiefsee hat uns schon mit einigen bekannt gemacht; so mit der ziemlich großen Gleichförmigkeit der Bodentemperaturen, die geradezu eine Eintönigkeit genannt werden könnte, wenn nicht manche Gebiete wie z. B. die westafrikanische Mulde und die westindischen Gewässer charakteristische Ausnahmen machten. Auch die Temperaturgrade als solche — sie bewegen sich nur zwischen −1.2° und +2.5° im Bereiche des offenen Atlantischen Ozeans — wurden dabei genannt**, und es fragt sich nun, wie vollzieht sich im allgemeinen in den ungeheuren Wassermassen aller Zwischenschichten der Temperaturübergang von der Oberfläche bis zum Grund?

Folgende großen Züge der Wärmeverteilung in der atlantischen Tiefsee[5] drängen sich auf (Tafel XV):

1. Mit Ausnahme der polaren Gewässer in Nord- und Süd-Breite nimmt die Temperatur mit wachsender Tiefe ab.

2. Die für die Oberfläche gültige Wärmeverteilung, die im allgemeinen darin ihren Ausdruck findet, daß die Temperatur auch mit wachsender geographischer Breite abnimmt, hält nur in den oberflächlichsten Schichten, sagen wir bis 100 m Tiefe, an.

3. In den Tiefen von rund 150 bis 800 oder 1000 m gilt dagegen die geradezu frappierende Tatsache, daß das Wasser gleicher Tiefe in mittleren Breiten über größere Wärme verfügt als in äquatorialen Breiten. Am schärfsten prägt sich dies im Tiefenniveau von 400 m aus; unter dem Äquator in der Nähe vom St.-Paul-Felsen ist das Wasser nur 7° bis 8° warm, bei Madeira und den Canarischen Inseln aber 12° bis 13°, bei den Bermudas gar 17.5°, und auch auf Süd-Breite begegnen wir in diesem Niveau in den zwanziger und dreißiger Breiten Temperaturwerten von 10° bis 12°, also ebenfalls höheren Werten als unter dem Äquator. Die kleine Tabelle weist die ganze Sonderbarkeit dieser Sachlage nach.

---

* Über diesen Namen vgl. S. 41–42.

** Vgl. S. 90 und Figur 25.

Tiefe in m			0	50	100	150	200	400	600	800	1000	2000	3000	4000	Boden
Zone	hoher Wärmegrade	30° N-Br.	22.7	20.9	19.6	18.6	17.9	15.8	13.0	9.8	7.6	3.9	3.1	2.6	2.4
Zone	niedriger Wärmegrade	0° Br.	26.0	21.8	16.3	13.6	13.3	8.1	5.4	4.7	4.4	3.5	2.7	2.1	0.9 bis 2.3
Zone	hoher Wärmegrade	30° S-Br.	19.5	18.0	17.3	15.8	14.4	11.4	7.7	5.4	3.9	2.8	2.3	1.6	0.5 bis 2.1

In Diagrammform sind die Zahlenwerte der vorstehenden drei Reihen hier abgebildet (Fig. 41). Die langsamere vertikale Temperaturabnahme in den mittleren Breiten, besonders der Nordhalbkugel, kommt deutlich zum Ausdruck. Die auf Tafel XV vereinigten Horizontalschnitte, besonders der für 400 m, erläutern die regionale Ausbreitung dieser thermischen Anomalie. Die Zone des relativ kalten Tiefenwassers umfaßt danach dasjenige tropische Gebiet, das im Norden etwa von einer Linie Kleine Antillen—Kap Verde, im Süden von einer Linie Kap San Roque—Große Fisch-Bucht begrenzt wird; die Zone des relativ warmen Tiefenwassers reicht im Nordatlantischen Meere von der Sargasso-See ungefähr bis zu den fünfziger Breiten, d. h. bis zur Biskaya-See, im Südatlantischen nur knapp bis etwa 35° S-Br., also bis zur La-Plata-Mündung und dem Kapland. Polwärts von diesen Breiten erfolgt dann ein meist schneller Temperatursturz im Bereiche des ganzen Horizontalschnittes.

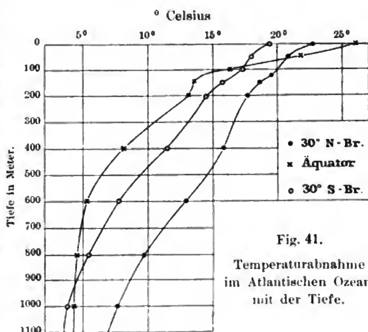


Fig. 41. Temperaturabnahme im Atlantischen Ozean mit der Tiefe.

4. In den 1000 m überschreitenden Tiefen finden wir ein aus der nachstehenden Tabelle ersichtliches einfaches Gefälle der Temperatur meistens derart, daß vom hohen Süden ab fast gleichmäßig, wenn auch sehr langsam, die Temperatur zunimmt bis zum hohen Norden; in der Weddell See dürften jeweils die niedrigsten Wärmegrade auftreten — die vom offenen Ozean durch untermeerische Bodenschwellen in hohem Maße abgeschlossenen nordpolaren Gewässer allerdings ausgenommen. So können wir z. B. für 2000 m Tiefe die Temperaturen wie folgt ansetzen:

S-Br.	70°	60°	50°	40°	20°	0°	20°	40°	50°	60°	70°	N-Br.
°C.	—1.2	—0.3	0.8	2.5	3.0	3.4	3.5	3.6	3.3	3.2	—1.1	°C.

Es drängt sich hiernach die Vorstellung auf, daß in den großen Tiefen des Atlantischen Ozeans das Wasser auf horizontalen Bahnen vorzugsweise vom hohen Süden her ganz langsam und wenig sich erwärmend zum Äquator und etwas darüber hinaus vordringt, desgleichen auch vom Norden her, aber in bedeutend geringerem

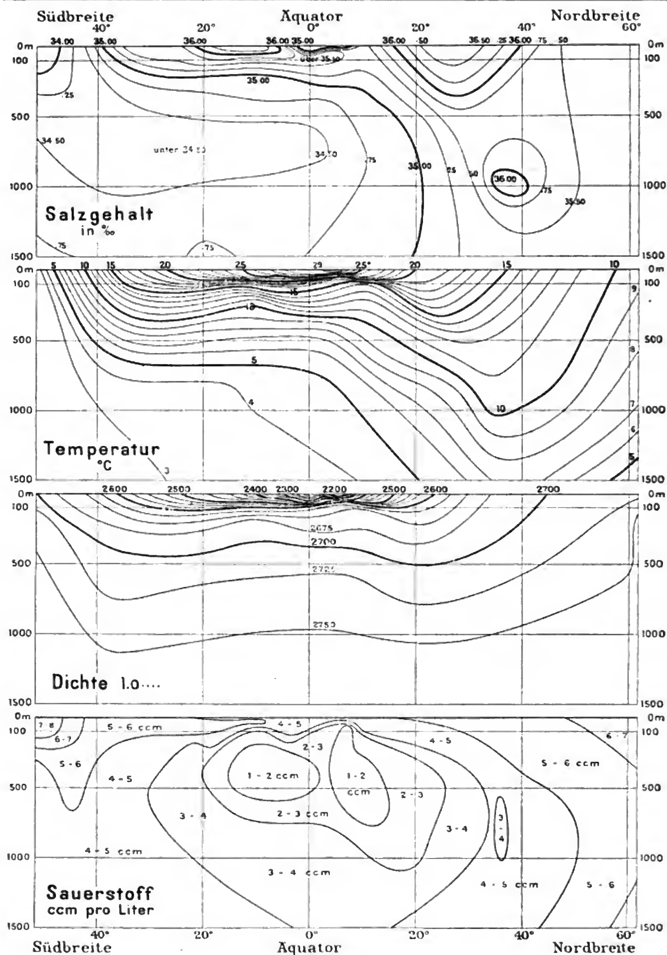


Fig. 42.

Schnitt durch den östlichen Atlantischen Ozean von 60° N-Br. bis 40° S-Br.:
Senkrechte Verteilung der Temperatur, Dichte, des Salzgehaltes und Sauerstoffes.

Maße. Und wenn ohne Eingehen auf Einzelheiten die unter Nr. 3 unsrer Leitsätze in den Vordergrund gerückte eigentümliche Wärmeverteilung der mittleren Schichten von 150 bis 800 m damit in Verbindung gebracht wird, so ergibt sich eine Möglichkeit, die charakteristischen großen Züge der atlantischen Tiefseetemperaturen zu verstehen durch die Annahme von Zirkulationsvorgängen, die in der schematischen Skizze, Fig. 43, angedeutet sind. Das atlantische Tiefenwasser steigt in den Tropen zur Oberfläche oder doch nahe bis zur Oberfläche empor, die niedrigen Wärmegrade daselbst herbeiführend. Schon hierdurch, und außerdem auch durch eine absteigende Bewegung der oberen Wassermassen in den mittleren geographischen Breiten noch gesteigert, kommen anderseits die relativ hohen Wärmegrade der Roßbreiten zur Erscheinung.

Einen weiteren Einblick in die Möglichkeiten atlantischer Tiefenzirkulation gewährt das dritte Profil der Figur 42 mit den Linien gleicher Dichte oder gleichen Gewichtes. Hieraus entnehmen wir zunächst, daß überall, die senkrechte Richtung in das Auge gefaßt, das jeweils schwerste Wasser zu unterst liegt, wenn auch der

Schema der wahrscheinlichen Zirkulation zwischen Oberfläche und 2000 m Tiefe

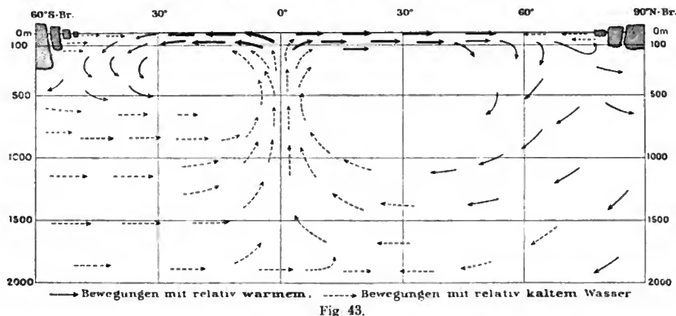


Fig 43.

absolute Betrag des Gewichtes in verschiedenen geographischen Breiten verschieden ist; es liegt also eine stabile Lagerung der Wasserschichten vor, und Anlaß zu turbulenten Ausgleichsbewegungen (welche eintreten müßten, wenn irgendwo z. B. leichteres Wasser unter schwererem sich befände) ist nicht vorhanden. Fassen wir dann auch die horizontale Richtung in das Auge, so ergeben sich für die einzelnen Tiefenstufen folgende in der Figur nicht eingeschriebenen höchsten und niedrigsten Werte innerhalb des nordsüdlichen Dichteschnittes:

Tiefe	Maximum	Minimum	Unterschied
0	1,02720	1,02100	0,00620
100	2730	2595	135
200	2750	2655	95
500	2755	2700	55
1000	2775	2740	35
1500	2780	2760	20

Schon in 1500 m schwankt also die Dichte des atlantischen Wassers nur noch um etwa 2 Einheiten der vierten Dezimale, dabei verteilt sich dieser Unterschied auf eine horizontale Entfernung von Tausenden von Kilometern; d. h. die Linien gleichen Gewichtes verlaufen in ganz großen Tiefen, praktisch genommen, horizontal, und da gemäß der physikalischen Bedeutung dieser Linien das Wasser das Bestreben hat, parallel zu den Dichtelinien sich zu bewegen, so werden in den Tiefen von 2000 m und mehr horizontale Richtungen der Wasserversetzungen vorherrschen, wie wir dies vorhin schon aus der geographischen Anordnung der Tiefentemperaturen erschlossen.

Wichtiger erscheint ein andres Ergebnis der Betrachtung der Dichtelinien: in den mittleren und höheren Breiten, unter 40, 50, 60° N- oder S-Br., belaufen sich die in der Senkrechten vorhandenen Gewichtsunterschiede zwischen Oberfläche und sagen wir 1000 m nur auf 5—6 Einheiten der vierten Dezimalstelle, in den äquatorialen Breiten aber auf 6 Einheiten der dritten Dezimalstelle. In den mittleren und höheren Breiten, wo starke jahreszeitliche Änderungen besonders der Temperatur der Oberfläche auftreten, kann also bei einer vielleicht durch Abkühlung bewirkten Vermehrung des spezifischen Gewichtes das Oberflächenwasser sehr wohl bis in große Tiefen absinken, was in den Tropen aus den entgegengesetzten Verhältnissen ausgeschlossen erscheint. Auch dies führt wieder zu unsrer früheren Annahme, daß in den Zwischenschichten bis rund 800 oder 1000 m die Roßbreiten eine senkrecht nach unten, die Tropen eine senkrecht nach oben zielende Bewegung der Wassermassen aufweisen.

Ist dies aber in den Grundzügen richtig, so müssen die im Zentrum der vertikalen Kreisläufe befindlichen Räume jeweils das am längsten von einer Berührung mit der Oberfläche und der Atmosphäre abgeschlossen bleibende Wasser beherbergen; das Wasser dieser Räume muß luftarm oder sauerstoffarm werden. Hiermit stimmt vorzüglich die tatsächlich beobachtete Verteilung des Gehaltes des atlantischen Wassers an Sauerstoff[6] überein (Fig. 42). Zu beiden Seiten des Äquators hat man in den mittleren, kritischen Tiefen von 200 bis 600 m die abnorm geringen Werte 1 bis 2 ccm O_2 pro Liter festgestellt, während an der Oberfläche in den Tropen 4—5, in den polaren Gewässern sogar 7—9 ccm vorhanden sind. All dies führt uns schon zu den

§ 31. Strömungen des atlantischen Wassers.

(Tafel XVI.)

Verharren die schier unermeßlichen Wassermengen der Tiefsee nicht in absoluter Ruhe, da sie langsamen säkularen Versetzungen in horizontaler und vertikaler Richtung unterworfen sind, so erfaßt die Bewegung in viel höherem Grade und in wesentlich verschiedener Art und Weise auch die Oberfläche des Atlantischen Ozeans; in den atlantischen Oberflächenströmungen kommen nämlich nicht nur physikalische Eigenschaften des Ozeanwassers an und für sich zur Wirkung, sondern es gelangen — sogar in erster Linie — von außen, von der Atmosphäre ausgehende Wirkungen zur Geltung, indem die Luftströmungen, die Winde, eingreifen[7].

Schon Kolumbus blieb der vorherrschende Zug der äquatorialen Gewässer des Atlantischen Ozeans nach Westen nicht verborgen; er hat mit dieser Stromrichtung zumal auf seiner dritten und vierten Reise im Karibischen Meere schwer zu kämpfen gehabt. Wenn wir den Meridian der Kapverdeschen Inseln in das Auge fassen, so

erreicht die westliche* Äquatorialströmung eine Breite von etwa 25° N. bis 20° S. oder von rund 5000 km; ein Wrack, eine Flasche oder sonst ein schwimmender Gegenstand wird durchschnittlich 24 Seemeilen oder reichlich 40 km in je 24 Stunden westwärts treibend von ihr „versetzt". Die südlich vom Äquator bis rund 5° S-Br. nach Westen fließenden Stromfäden treten im allgemeinen bei Kap San Roque infolge Ablenkung nach WNW zur Nordhalbkugel über; hierdurch erhält der Nordäquatorialstrom einen Zuwachs an Masse und Geschwindigkeit, der bedeutungsvoll werden muß. Vor den Kleinen Antillen findet die Vereinigung der nord- und südhemisphärischen Wassermengen statt, und der geeinte Strom tritt nun mit aller Macht zum Teil in das Karibische Meer ein, zum Teil zieht er an der Außenseite der Kleinen und Großen Antillen entlang. Bei den Bahama-Inseln treffen sich beide Stromzweige wiederum. Der karibische Zweig hat den Golf von Mexiko betreten und, die zwischen Florida und Cuba sich öffnende Passage benutzend, als Floridastrom eine Nordrichtung angenommen; der Antillenstrom schließt sich ihm an, und so entsteht der vielberühmte Golfstrom. Bei seinem weiteren Vorschreiten nehmen ihn die starken, westlichen Winde der mittleren und höheren Breiten in ihre Gewalt; sie führen sein Wasser ostwärts auf die Azoren zu und an die Westküsten Europas. Ein nennenswerter Teil spaltet sich dabei nach Süden ab und wird vom NO-Passat der Madeira- und Canarengegend südwärts geführt; dies nach niedrigeren Breiten ziehende Wasser erscheint relativ kühl, es ist die Zone des Canarenstromes. Der Kreislauf der nordatlantischen Gewässer wird hiermit geschlossen; er erfolgt im Sinne der Uhrzeigerbewegung oder rechts herum. In seiner Mitte, zu beiden Seiten des dreißigsten Parallels, liegt ein im wesentlichen stromloses Gebiet, die Sargasso-See.

Die Hauptmasse des Golfstromes oder die atlantische Trift setzt aber ihr Ziel höher und höher; sie durchströmt, nach Islands Südküste Ausläufer sendend, die Gasse zwischen Nordschottland und den Fär Öer und erfüllt alle norwegischen Häfen und Fjorde mit ihrem auch im Winter lauen Wasser, sie dringt selbst bis zur Westküste Spitzbergens vor und taucht schließlich da, wo das arktische Eis und Wasser übermächtig wird, unter, die Tiefen des nordpolaren Beckens mit salzigen und verhältnismäßig warmen Wasserschichten füllend.

Die grönländisch-nordamerikanische Seite des Atlantischen Ozeans wird demgegenüber in der Hauptsache von Kaltwasserströmungen eingenommen; der Gegensatz zur europäischen Seite ist ein durchgreifender. Der aus dem Polarbecken kommende ostgrönländische Eisstrom blockiert die Ostküste Grönlands ständig und auch die Südwestküste während eines erheblichen Teiles des Jahres. Dem Weltverkehr gefährlicher wird der Labradorstrom, dessen Wurzeln in der Baffin-Bai zu suchen sind; seine Eisberge und Feldeismengen triften an der Ostküste Neufundlands und an der Ostseite der Neufundland-Bank nach Südosten, Süden fast in jedem Frühjahr bis in Breiten, die der von Neapel entsprechen! Und damit nicht genug; eine dritte Quelle für Kaltwasser bietet der St.-Lorenz-Golf, der im Frühjahr ebenfalls Eis, allerdings in weit geringeren Mengen, südwärts entläßt und dessen Wasser dicht unter der Halifaxküste nach Südwesten und Westen zu setzen pflegt.

Gleich den Ästen eines aus breiter Wurzelfläche herauswachsenden Baumes verzweigen sich aus der mächtigen Äquatorialströmung heraus in mannigfaltiger Gestaltung

* Die Strömungen werden in Abweichung von den für die Winde gültigen Richtungsangaben nach der Richtung bezeichnet, nach welcher sie hinfließen.

die nordatlantischen Stromzweige; die Wasserteilchen, die heute von tropischer Sonne durchleuchtet die wundersamen Gebilde westindischer Korallen umfließen, mögen nach Jahr und Tag am Nordpol in finstere, kalte Tiefen absinken. — Und welche Bewegungsvorgänge beherrschen den Südatlantischen Ozean? Große Ähnlichkeiten, aber auch wesentliche Verschiedenheiten vom nordatlantischen Strombild lassen sich feststellen. Die wichtigste Ähnlichkeit können wir in dem Vorhandensein eines Stromkreislaufes erblicken, der den ganzen zentralen Südatlantischen Ozean bis rund 40° S-Br. ausfüllt; nur erfolgt seine Bewegung linksherum, entgegengesetzt der Uhrzeigerbewegung.

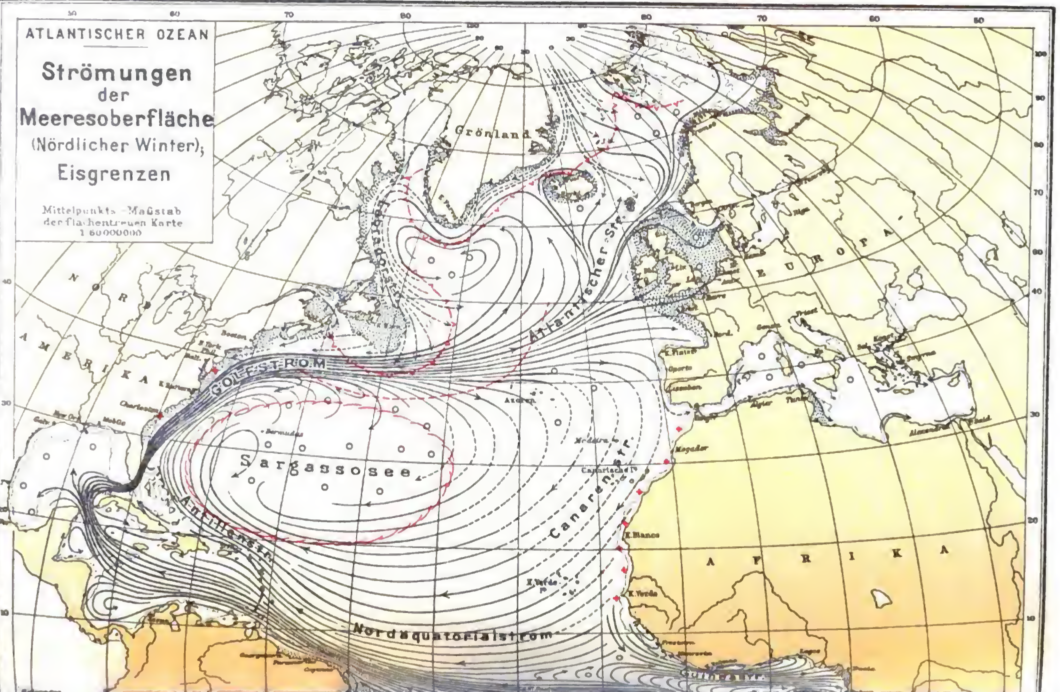
Wir erinnern uns der Tatsache, daß der Südäquatorialstrom Wasser zur Nordhalbkugel entläßt, das an der Guianaküste WNW-Richtung einschlägt. Der Südäquatorialstrom gibt aber nach nördlichen Breiten über den Äquator hinweg auch Wassermassen ab, die eine gerade entgegengesetzte Richtung einschlagen, also nach Osten fließen: sie bilden einen bedeutenden Teil des Guineastromes, der im wesentlichen allerdings ein nordhemisphärisches Gebilde darstellt und die Sierra Leone-, die Ober- und Niederguineaküste bespült. Jedenfalls muß diese zweifache Entsendung von tropisch warmem Wasser über den Äquator hinweg nach nördlichen Breiten den dem südatlantischen Meere verbleibenden Teil des Südäquatorialstromes beeinträchtigen. In der Tat erscheint der Brasilienstrom, der aus der bei Kap San Roque nach Südwest abgelenkten äquatorialen Trift hervorgeht, nur als ein schwächliches Gegenstück zum Golfstrom, während anderseits der Benguelastrom, der als eine kühles Wasser äquatorwärts führende Trift die östliche Hälfte des südatlantischen Meeres einnimmt, energischer durchgebildet ist als der ihm entsprechende nordhemisphärische Canarenstrom. Der Benguelastrom stellt aber nicht bloß ein Glied des großen geschlossenen, linksgehenden Kreislaufes dar und geht nicht lediglich aus der Westwindtrift hervor, die ihrerseits die Verbindung mit dem Brasilienstrom herstellt, sondern er bezieht offenbar die eigentliche, für seine thermischen Verhältnisse entscheidende Wasserzufuhr aus dem Herzen antarktischer Gegenden, wahrscheinlich aus der Weddell-See; eine kalte Strömung, die derart vom Eismeere bis zum Äquator geschlossene Bahnen verfolgt, fehlt dem Nordatlantischen Ozean durchaus.

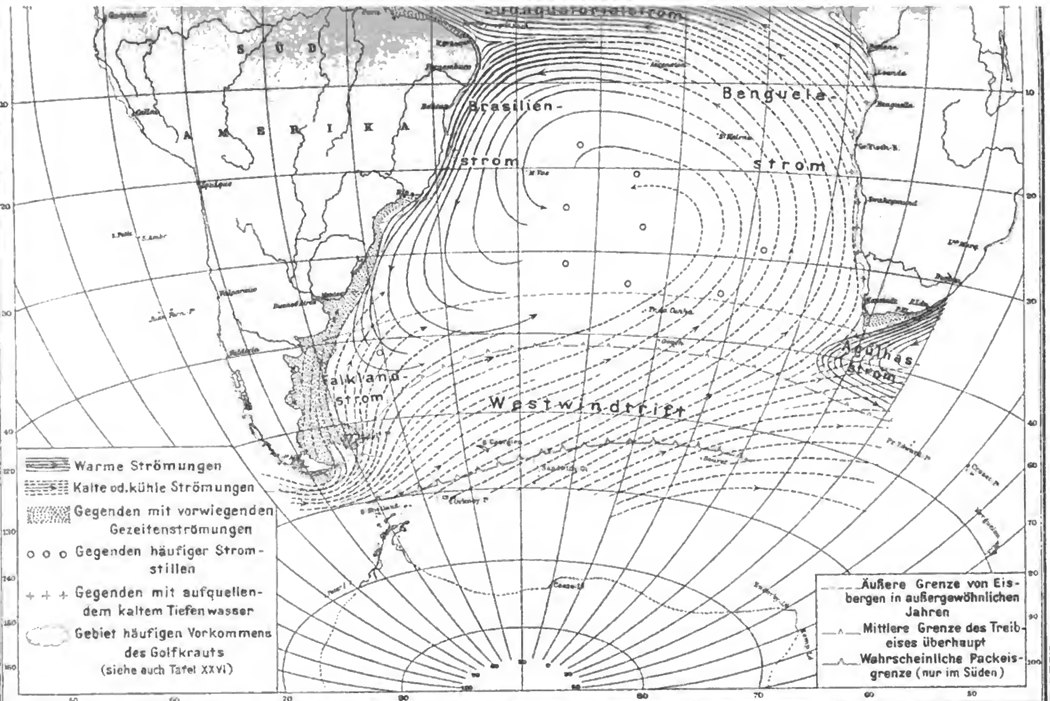
Es kommt, um den relativen Wärmemangel des südatlantischen Wassers noch weiter zu steigern, endlich der Umstand hinzu, daß in der Südwestecke ein dem nordhemisphärischen Labradorstrom einigermaßen entsprechender kalter Strom ebenfalls vorhanden ist; wir finden östlich von den Falkland-Inseln, daß kaltes Wasser (Falklandstrom) nordwärts vordringt, sich einschiebend zwischen die Ostkante der patagonischen Küstenbank und die Westkante der warmen Ausläufer des Brasilienstromes (Tafel XVI). Hierin liegt eine weitgehende geographische Homologie, weil der Labradorstrom in ähnlicher Weise die Ostkante der Neufundland-Bank begleitet und dann dem Golfstrom in die Flanke fällt. Die Art der Eisführung stellt sich allerdings für diese zwei Kaltwasserströme wesentlich verschieden.

§ 32. Tabellarisch-statistische Angaben zu den Wassertemperaturen des Atlantischen Ozeans.

Zum Vergleich: Deutsches Reich 540000 qkm.

Aus den nachstehenden Zahlen entnehmen wir die auch klimatologisch bedeutsame Tatsache, daß im Jahresdurchschnitt an der Oberfläche gerade die Hälfte des atlantischen


ATLANTISCHER OZEAN
Strömungen der Meeresoberfläche (Nördlicher Winter); Eisgrenzen
Mittelpunkts - Maßstab der flächentreuen Karte 1:60000000
Grönland
Labradorstr.
Atlantischer Str.
GOLFSTROM
Sargassosee
Antillenstr.
Canarenstr.
Nordäquatorialstrom
Guineastr.
NORD AMERIKA
EUROPA
AFRIKA
Boston
Charleston
Bermudas
Azoren
Madeira
Mogador
K. Blanco
K. Verde
Lissabon
Oporto
Alger
Tunis
Alexandria



Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.
Verlag von C. Boysen in Hamburg.

Wassers eine tropische, 20° C übersteigende Temperatur besitzt, und 10% eine unter 0° C liegende; aber der prozentische Anteil der tropisch hohen Temperatur geht schon in der verhältnismäßig sehr geringen Tiefe von 100 m auf fast ein Fünftel (20.7%) zurück

Wärmeverteilung in verschiedenen Tiefen (vgl. Tafel XI und XV).

0 m Tiefe (Oberfläche)	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
	Areal in 1000 qkm			in % des Gesamtareals		
über 25° C	16 635	5 544	22 179	18.3	6.1	24.4
25—20°	11 090	11 635	22 725	12.2	12.8	25.0
20—15°	5 181	7 636	12 817	5.7	8.4	14.1
15—10°	3 545	4 818	8 363	3.9	5.3	9.2
10—5°	3 818	4 545	8 363	4.2	5.0	9.2
5—0°	3 091	4 454	7 545	3.4	4.9	8.3
unter 0°	2 454	6 454	8 908	2.7	7.1	9.8
	45 814	45 086	90 900	50.4	49.6	100.0

in 100 m Tiefe (Gesamtareal 85 500 000 qkm)	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
	in % des Gesamtareals		
über 25° C	—	0.3	0.3
25—20°	13.6	6.6	20.4
20—15°	17.6	14.2	31.8
15—10°	7.5	8.2	15.7
10—5°	4.2	5.2	9.4
5—0°	3.5	5.3	8.8
unter 0°	2.6	11.0	13.6
	49.2	50.8	100.0

in 200 m Tiefe (Gesamtareal 83 745 000 qkm)	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
	in % des Gesamtareals		
über 25° C	—	—	—
25—20°	4.1	0.4	4.5
20—15°	15.2	7.4	22.6
15—10°	17.0	20.3	37.3
10—5°	4.4	4.5	8.9
5—0°	5.5	} 18.9	} 26.7
unter 0°	2.3		
	48.5	51.5	100.0

in 400 m Tiefe (Gesamtareal 81 000 000 qkm)	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
	in % des Gesamtareals		
über 25° C	—	—	—
25—20°	—	—	—
20—15°	10.5	—	10.5
15—10°	17.1	11.9	29.0
10—5°	14.4	19.4	33.8
5—0°	4.5	} 21.2	} 26.7
unter 0°	1.0		
	47.5	52.5	100.0

in 1000 m Tiefe (Gesamtareal 78 354 000 qkm)	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
	in % des Gesamtareals		
über 25° C	—	—	—
25—20°	—	—	—
20—15°	—	—	—
15—10°	0.5	—	0.5
10—5°	27.0	1.1	28.1
5—0°	17.4	} 51.8	} 71.4
unter 0°	2.2		
	47.1	52.9	100.0

und ist in 200 m mit nur 4.5%, praktisch genommen, bereits ganz aus dem Ozean verschwunden. Die tropisch warmen Wassermengen bilden also, rein räumlich gerechnet, im Hinblick auf die gewaltigen Wassermassen der durchschnittlich 4000 m

tiefen Tiefsee eine außerordentlich dünne, oberflächliche Schicht des Atlantischen Ozeans. Ferner beachten wir, daß an der Oberfläche sowie in 100 und 200 m Tiefe, d. h. da, wo das Wasser mit 20° übersteigender Wärme gefunden wird, überall dem nordhemisphärischen Gebiet des Atlantischen Ozeans ein erheblich größerer Anteil an diesem Warmwasser zukommt als dem südhemisphärischen Gebiet: dies stellt eine höchst wichtige Tatsache dar. Im ganzen und im einzelnen sind fast stets und fast überall die südatlantischen Wasser kälter als die entsprechenden nordatlantischen, weil infolge der gewaltigen, der Antarktis sich öffnenden Zugangsbreiten in dem höheren Süden südpolare Einflüsse ganz unvergleichlich wirksamer werden als im nordatlantischen Bereich die nordpolaren.

Wärmeanomalie des Oberflächenwassers (Tafel XIV).

A. Es sind	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
	Areal in 1000 qkm			in % der Gesamtsumme		
relativ zu warm.....	28 361	12 453	40 814	*31.2*	*13.7*	*44.9*
relativ zu kalt......	17 453	32 633	50 086	*19.2*	*35.9*	*55.1*
Summa:	45 814	45 086	90 900	*50.4*	*49.6*	*100.0*
B. Es sind						
um mehr als 5° zu warm .	1 724	—	1 727	*1.9*	—	*1.9*
um mehr als 5° zu kalt...	1 454	1 000	2 454	*1.6*	*1.1*	*2.7*

Die thermische Benachteiligung des Südatlantischen Ozeans, verglichen mit dem Nordatlantischen, tritt auch hier wieder hervor. Flächen mit einer positiven Abweichung von mehr als 5° besitzt der Südatlantische überhaupt nicht.

Jährliche Wärmeschwankung des Oberflächenwassers (Tafel XIII).

Im ganzen Atlantischen Ozean weisen 58450000 qkm oder 64.3% der Gesamtfläche eine mittlere Jahresschwankung der Temperatur der Meeresoberfläche von weniger als 5°, und 20270000 qkm oder 22.3% eine solche von weniger als 2.5° auf.

B. Die natürlichen Regionen des atlantischen Wassers.

An der Hand der allgemeinen Übersicht über die Verteilung der natürlichen Eigenschaften des atlantischen Wassers läßt sich folgende Gliederung des Atlantischen Ozeans in natürliche Regionen vornehmen (Fig. 44).

a) Das Weddell-Meer. Hierunter verstehen wir den äußersten Südzipfel des atlantischen Tales, also das Gebiet, das zwischen Graham-Land im Westen und Coats Land —Bouvet-Insel im Osten eingebettet liegt. Die Nordgrenze mag von 60° S-Br. bei Kap Horn nach 50° S-Br. in der Nähe der Bouvet-Insel verlaufen, sie entspricht etwa der Feldeisgrenze.

b) Die Region zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung soll von der eben bezeichneten Grenze reichen bis zur Linie La Plata—Kapstadt, die zugleich ungefähr die nördlichste Linie für das Vorkommen von Eisbergen darstellt. Nächst

dem Weddell-Meer ist auch diese Region in wissenschaftlicher Hinsicht noch eine der unbekanntesten des Atlantischen Ozeans, sie umfaßt hauptsächlich die ostwärts gerichtete Westwindtrift.

c) Die Südwestafrikanische Region oder die östliche Hälfte des mittleren Stückes des Südatlantischen Ozeans besitzt in der Vorherrschaft einer nach Norden gerichteten, kühlen Strömung und eines allgemeinen Wärmedefizits überhaupt ihr wesentliches Kennzeichen. Ascension gehört ihr auch noch an; ja an der afrikanischen Küste dürfen wir die Grenze bis zum Äquator selbst verschieben.

d) Die Brasilianische Region oder die westliche Hälfte des mittleren Südatlantischen Ozeans ist in den meisten natürlichen Verhältnissen gegensätzlich zur südwestafrikanischen, da sie warme Strömungen und Warmwasseransammlungen auch in erheblich tiefen Schichten beherbergt.

e) Die Äquatorialregion schließt süd- und nordhemisphärische Gewässer in sich; kräftige und konstante Wasserversetzungen treten als Haupteigenschaft hervor, und zwar im allgemeinen nach Westen (Äquatorialstrom), jedoch mit einem keilförmig gestalteten, nach der afrikanischen Küste als Basis gerichteten Zwischenstück, das ostwärts strömendes Wasser (Äquatorialgegenstrom) in sich schließt.

Fig. 44.

f) Die Nordwestafrikanische Region, in mancher Hinsicht ein Abbild der Südwestafrikanischen, ist räumlich erheblich kleiner als diese. Kühles Oberflächenwasser, sich mengend mit kaltem Tiefenwasser nahe an Land, dazu drittens in nicht unwesentlichem Grade Beimischungen von Mittelmeerwasser: aus der Kombination dieser drei Wasserarten folgen höchst bemerkenswerte natürliche Eigenschaften.

g) Die Sargasso-See, nach Westen angrenzend, unterscheidet sich hiervon wesentlich. Das Vorkommen des Golfkrautes in diesem zentralsten Teile des Ozeans ist nur ein äußeres, direkt sichtbares Kennzeichen unter einer Reihe sonstiger, besonderer Merkmale, wie vorwiegende Stromlosigkeit, intensive Durchwärmung aller Schichten usw.

h) In die Region des Golfstromes schließen wir als Unterabteilungen schon die Gewässer des Karibischen Meeres und des Golfes von Mexiko ein. Rasche Bewegung enorm mächtiger Wassermassen auch im offenen Atlantischen Ozean bildet die hervorragendste Eigenschaft des ganzen Gebietes.

i) Die Amerikanischen Kaltwassergebiete umfassen ausgedehnte Flachseestrecken, außerdem noch die Gewässer zwischen Labrador und Westgrönland. Ihre Gegensätzlichkeit zum Golfstrom begründet zugleich ihre Sonderstellung.

k) Die Region der Atlantischen Trift bis zum Island-Fär Öer-Rücken nimmt eine für Westeuropa, auch für Deutschland hochwichtige Stellung ein. Sie bildet einen Wärmeregulator für diese Festlandsgebiete; sie ist die Fortsetzung des Golfstromes, der in diesem Sinne bis nach Island und Norwegen reicht. Gleichwohl scheiden wir

l) das Europäische Nordmeer zwischen Ostgrönland und Norwegen in besonderer Region aus, weil es morphologisch und physikalisch eine ausgezeichnete geographische Einheit darstellt.

Den einzelnen Regionen kommt der folgende Flächeninhalt zu:

	Region	Areal in 1000 qkm	In %
§ 43	Europäisches Nordmeer	4 000	*4.4*
§ 42	Die Atlantische Trift bis zum Island-Får-Öer Rücken	6 817	*7.5*
§ 41	Die Amerikanischen Kaltwassergebiete	4 000	*4.4*
§ 40	Der Golfstrom	8 090	*8.9*
§ 39	Die Sargasso-See	8 635	*9.5*
§ 38	Die Nordwestafrikanische Region	4 363	*4.8*
§ 37	Die Äquatorialregion	11 635	*12.8*
§ 36	Die Brasilianische Region	11 908	*13.1*
§ 35	Die Südwestafrikanische Region	9 816	*10.8*
§ 34	Die Region zwischen Kap Horn u. Kap der Guten Hoffnung	14 000	*15.4*
§ 33	Das Weddell-Meer	7 636	*8.4*
		90 900	*100.0*

§ 33. **Das Weddell-Meer.**

Den Eiskeller des Südatlantischen Ozeans stellt das Weddell-Meer[7a] dar; es sind die Gewässer, die südlich von den Süd-Shetlands, Süd-Orkneys, Süd-Sandwichs und südlich von der Bouvet-Insel sich breiten und irgendwo im noch unbekannten Süden endigen; Coats Land deutet ein Stück der Festlandsgrenze an. Höchstwahrscheinlich erfüllt während eines großen Teiles des Jahres Packeis, d. h. aus zusammengeschobenen Bruchstücken aufgebrochener Meereistafeln bestehendes Eis fast die Gesamtheit dieser weiten Flächen, die erheblich mehr als das Doppelte des Areals des Mittelmeeres* einnehmen! Wir unterschätzen ja so leicht die Größenverhältnisse solcher uns räumlich weit entrückten Gebiete. Das Meereis spielt hier in jeder Hinsicht die erste Rolle, es

* Vgl. S. 53 und 54.

beherrscht sozusagen die Situation. Es treten natürlich auch Eisberge aus Gletscherbruchstücken oder Barriereeismassen ähnlich wie im Victoria-Land auf; Nordenskjöld spricht von einer dem Barriereeise ähnlichen Eisterrasse an der Ostküste des Graham-Landes. Das Packeis in allen seinen Erscheinungsformen bleibt aber das, was den wenigen Menschen, die bisher diesen allersüdlichsten Teil des Atlantischen Meeres befuhren und uns berichteten, als wesentlichster Naturfaktor entgegentrat. Ungeheure Massen Packeis treiben alljährlich ab nach Norden; wann, jeweils im Jahr, scheint ungewiß.

Wichtiger ist, daß der Grad der Erfüllung mit Eis von Jahr zu Jahr in dem Weddell-Meere den außerordentlichsten Schwankungen unterliegt. Da, wo das schwedische Expeditionsschiff „Antarctic" im Jahre 1903 zur Sommerszeit vom Eise zerdrückt wurde — übrigens in der Geschichte der Südpolarreisen der einzige Fall —, konnte ein Jahr darauf ein argentinisches, leichtes Fahrzeug schon im frühen Frühjahr ungehindert fahren, ohne überhaupt Eis zu begegnen. Die Verschiedenheit in der Ausdehnung des Eises nach Norden kann bis zu 1500 km in den verschiedenen Jahren betragen; naturgemäß bleiben solche Schwankungen auch nicht ohne Einfluß auf das Klima dieser Gebiete, wie dies z. B. für die Süd-Orkney-Inseln schon nachgewiesen wurde. Ganz im Süden wird die Schiffahrt immer ein Wagnis und der Erfolg eine Glückssache sein; nur dreimal bisher konnte der 70. Breitengrad überschritten werden, zuerst 1823 von Weddell, dann 1843 von J. Cl. Ross und 1904 von W. Bruce (S. 19 und Fig. 6). Alle drei haben in der östlichen Hälfte des Weddell-Meeres die Breiten südlich von 70° erreicht; noch nie befahren wurde die südwestlichste Ecke, also die westlich von etwa 35° W-Lg. belegenen Strecken: in dieser Ecke müssen wir überhaupt die schwersten Eisverhältnisse erwarten. Denn hier drängen sich unter dem Drucke der antarktischen Ostwinde (§ 49) und der dadurch bedingten westlichen Strömung die Eismassen zusammen; die Ostküste von Graham-Land staut sie auf, und nur langsam und in dickem Pack wird ein Abfluß nach Norden erfolgen. Bis 13 m mächtige Meereismassen wurden gemessen.

Diese Verhältnisse erklären nun die Temperaturen des Wassers, in dem das Eis treibt. Selbst im Sommer bleiben fast überall — die nördlichsten Teile in der hier angenommenen Abgrenzung des Weddell-Meeres vielleicht ausgenommen — die Temperaturgrade an der Oberfläche unter 0°; die „Scotia" von Bruce beobachtete am 1. März 1904 vor Coats Land —1.7° und noch nahe bei den Süd-Orkney-Inseln —0.5°. Im Laurie-Hafen dieser Inselgruppe hat die argentinische Station gefunden für:

Februar	Mai	August	November
+0.1°	−1.4°	−1.8°	−1.2°.

Selbst in dem nordöstlichsten Zipfel, unter 54° S-Br. bei der Bouvet-Insel, beobachtete die „Valdivia" im Dezember 1898, also zu Beginn des Sommers, an der Oberfläche ebenfalls nur —0.4° bis —1.0°. All dies rechtfertigt wohl die Bezeichnung „Eiskeller" für das Weddell-Meer.

Nun ist aber eine eigentümliche — übrigens eine für das ganze antarktische Bereich gültige — Tatsache darin gegeben, daß in den Tiefen unter der Oberfläche die Wärmegrade des Wassers höhere Beträge erreichen, im geraden Gegensatze zu dem, was wir sonst im offenen Atlantischen Ozean finden werden. Freilich, aus der Weddell-See

im engeren Sinne wurde noch keine einzige Reihe von Tiefseetemperaturen bekannt, da Bruce keine veröffentlicht hat; von der nördlichen Grenze der Region besitzen wir jedoch zwei Beobachtungsreihen, die beide von deutschen Schiffen ausgeführt sind. Die westliche, bei den Süd-Sandwich-Inseln gewonnene, stammt von der „Deutschland" aus dem November 1911; die östliche im Südosten von der Bouvet-Insel verdanken wir der „Valdivia" aus dem Dezember 1898. Die wichtigsten Ergebnisse stellen sich wie folgt:

Ort	Meter	0	50	100	150	200	400	600	800	1000	2000	3000	Boden
54° S. 31° W.	°Cels.	−1.1	−1.2	−1.2	−0.6	+0.4	+1.1	+1.2	+0.9	+0.8	+0.2	+0.1	−0.4
56° S. 14° O.	°Cels.	−1.5	−1.5	−1.5	−0.5	+0.5	+0.6	+0.6	+0.8	+0.8	−0.2	−0.3	−0.4

Hiernach schiebt sich, natürlich von Norden her, wärmeres (und salzreicheres) Wasser unter die eiskalten Oberflächenschichten; letztere haben das Bestreben, zusammen mit dem Eis nach Nordwesten und Norden abzutreiben, der Ersatz für dies Wasser dringt als Unterstrom in den Tiefen von rund 200 m an südwärts. In den ganz großen Tiefen scheint wiederum rein antarktisches Wasser vorzuherrschen. Übrigens werden wir im Nordpolargebiet im Prinzip genau gleichen, natürlichen Eigenschaften und Bewegungen der atlantischen Wassermassen begegnen.

Die nach Norden an das Weddell-Meer angrenzende Region zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung stellt sich, obschon das Treibeis auch da zu Zeiten noch eine ernste Beachtung schon von Seiten der Schiffahrt erzwingt (S. 146), gegenüber den eben geschilderten Verhältnissen vollkommen anders dar; diese Region vermittelt über riesigen Flächen den Übergang zwischen polarem und zum Teil bereits fast tropischem Regime.

§ 34. Die Region zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung.

Die ganze westliche Hälfte des Südatlantischen Ozeans ist, gleiche geographische Breite in das Auge gefaßt, wärmer als die östliche (S. 128); denn auf der amerikanischen Seite dringt tropische Wärme vergleichsweise weit südwärts vor, auf der afrikanischen polare, von der Bouvet-Gegend herzuleitende Kälte weit nordwärts. Diese Grundtatsache kommt auch in der zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung sich dehnenden Region durch folgende Temperaturen des Wassers zum Ausdruck: im Jahresdurchschnitt beläuft sich die Wasserwärme bei Kap Horn auf 6°, bei Süd-Georgien auf 1.3°, bei der Bouvet-Insel nur auf etwa − 0.7°, so daß um mehr als 6° die Kap-Horn-Gegend wärmer ist als die auf niedrigerer Breite gelegene Bouvet-Gegend. Die Isothermen halten somit eine Generalrichtung von WSW nach ONO ein, eine Richtung, die auch für die Hauptströmung gilt. Das aus dem Stillen Ozean zwischen Kap Horn und dem Graham-Land passierende Wasser breitet sich östlich von den Falklands weit aus; ein Teil schwenkt sogar entschieden links nach Norden ab und bildet hier einen ausgesprochen kalten Strom, der im wesentlichen der Außenkante des patagonischen Schelfes folgt und bis in die La-Plata-Gegend vordringt. Dieser Falklandstrom ist, da er besonders zwischen 40° und 45° S-Br. recht schnell, mit 20 Seemeilen täglicher Fahrt, Wasser aus südlicheren Breiten nach nördlicheren versetzt, nicht bloß kalt, sondern er führt auch Eisberge mit, sofern solche in den Gewässern südlich der Falk-

land-Inseln treiben. Im großen und ganzen aber hält die vom Kap Horn kommende Trift eine ONO- bis OzN-Richtung ein; nahe der Südspitze Südamerikas ausgesetzte Flaschenposten gelangen unter Umständen nach Südafrika oder — der häufigere Fall — bis nach Australien, und ihre tägliche Vorwärtsbewegung berechnet sich übereinstimmend auf 8—9 Seemeilen oder 15 km. An der nördlichen, also linken Grenze nimmt diese Trift große Mengen warmen, von Norden aus dem Brasilienstrom kommenden Wassers in sich auf; anderseits mischen sich mit ihr in einem mit dem Fortschreiten nach ONO immer steigendem Grade an ihrer südlichen, also rechten Kante mächtige Massen rein antarktischen, aus dem Weddell-Meere stammenden Wassers, so daß zuletzt aus der bei Kap Horn relativ warmen Trift in der Gegend der Bouvet-Insel und nördlich von ihr eine kalte Trift geworden ist; und in diese nunmehr auf das Kapland und die südwestafrikanische Küste hin setzende Trift stoßen zuletzt, wieder an der rechten Kante, die letzten Ausläufer des warmen indischen Agulhasstromes (Fig. 45).

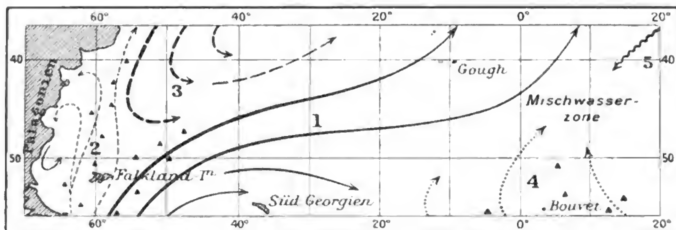


Fig. 45.

Die Meeresströmungen zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung.

1 = Westwindtrift 2 = Falklandstrom 3 = Brasilienstrom
4 = Bouvetstrom 5 = Agulhasstrom

Die Hauptströmung zwischen Kap Horn und Kap Hoffnung besteht also in Wirklichkeit nicht aus einer homogenen Masse, sondern ist ein Mischwasser im wahrsten Sinne des Wortes. Auf kurze Strecken hin ändert sich Temperatur, Salzgehalt und Farbe des Wassers häufig und in erheblichem Maße und an nicht wenigen Stellen, so z. B. im Süden von der Mündung des La Plata. Durch das Grenzgebiet von Falklandstrom (Nr. 2 der Fig. 45) und Brasilienstrom (Nr. 3) führt der Weg der nach dem Kap Horn bestimmten Segelschiffe mitten hindurch, und die gegen den vorherrschenden Südwestwind aufkreuzenden, bald nach West, bald nach Ost liegenden Segler befinden sich daher oft innerhalb weniger Stunden Zeitunterschied im kalten und dann im warmen Strom, auf wenige Seemeilen Entfernung Temperaturdifferenzen bis zu 10° und 12° in Einzelfällen beobachtend. Indem endlich das Wasser auf der patagonischen Küstenbank selbst fast immer, besonders im Sommer, warm erscheint, lassen sich drei westöstlich aneinander gereihte Zonen unterscheiden, deren mittlerer Wärmeinhalt zur Zeit des südlichen Sommers sich etwa so stellt[8]:

S.-Br.	Patagon.-Bank	Kalter Strom	Warmer Strom
36–40°	17–16°	11–10°	19–17°
40–46°	15–13°	10–9°	16–14°
46–50°	13–12°	7°	11°
50–54°	11–9°	6°	—

Noch schärferen Unterschieden der physikalischen Beschaffenheit des Oberflächenwassers begegnen wir im östlichen Teile unsrer Region, da, wo von Süden der kalte Bouvetstrom (Nr. 4) hineinstößt in die warmen Bahnen des Agulhasstromes (Nr. 5) und eine Zersplitterung des letzteren bewirkt. Auch von diesen Vorgängen berichten uns hauptsächlich die transozeanischen Segelschiffe, und zwar, wenn sie nach Indien oder Australien bestimmt in den vierziger Breiten des Südatlantischen Ozeans ihre geographische Länge ablaufen. Sind Tristan da Cunha und Gough-Insel passiert, so beginnt allmählich die Wassertemperatur einen unregelmäßigen, hin und her springenden Gang anzunehmen; manchmal schon vom Greenwicher Meridian ab, entschieden aber von 10° O-Lg. wechseln fortwährend kalte, salzarme Wasserstreifen von grüner Farbe mit warmen, salzreichen Streifen von blauer Wasserfarbe, zum deutlichen Zeichen, daß hier die Fäden zweier grundverschiedenen Strömungen sich wie die Finger zweier ineinandergeschobenen Hände in Nord-Süd-Richtung ineinanderlagern. Wir können dabei große und kleine Streifen unterscheiden; wie großen Wellenbergen und Wellentälern noch kleine sekundäre Wellen aufgesetzt sind, so beobachten wir z. B. erst eine weithin sich erstreckende Kaltwasserschicht, dann eine ebensolche Warmwasserschicht, aber innerhalb jeder dieser zwei Schichten wieder in kleinerem Maßstabe die häufigsten Änderungen der Temperatur, Farbe und Salinität, so daß man mit Ablesungen des Thermometers selbst von 10 zu 10 Minuten dem tatsächlichen Wechsel nicht zu folgen vermag. In diesem weit nach dem Indischen Ozean hineinreichenden Mischwassergebiet[9] südlich von Südafrika liegt eine beispiellose Zersplitterung zweier Wasserarten vor, wie wir sie selbst an den uns näherliegenden Grenzen des Golf- und Labradorstromes im Bereich der Neufundland-Bank kaum beobachten.

Nur bis in die geringe Tiefe von rund 200 m hinab machen sich nun die zwischen der West- und Osthälfte unsrer Region an der Oberfläche bestehenden allgemeinen Wärmeunterschiede, macht sich die thermische Begünstigung der Kap-Horn-Seite vor der Bouvet-Seite bemerkbar; was tiefer liegt, läßt, zumal von 600 m ab, eine recht gleichmäßige Temperierung der Wasserschichten erkennen. Hier einige Zahlen in °C:

Tiefe	50° W	30° W	10° W	10° O
	40° S.-Br.			
0 m	16.5	13.7	12.6	12.9
50 „	13.9	11.0	8.8	8.4
100 „	11.4	10.0	8.0	8.4
200 „	8.0	8.1	7.2	7.7
400 „	3.8	4.8	4.6	7.2
600 „	3.6	4.4	4.3	3.8
800 „	3.3	3.8	3.5	3.2
1000 „	2.8	2.9	3.0	2.8

Diese mäßigen Wärmeunterschiede der Haupttrift im großen und ganzen schließen lokale, scharfe Verschiedenheiten der Tiefseewässer nicht aus; sie sind in der Tat vorhanden zwischen Falkland- und Brasilienstrom einerseits, zwischen Bouvet- und Agulhasstrom anderseits. Unter 42° S-Br. finden wir z. B. die Temperaturen

	innerhalb des Falklandstromes	innerhalb des Brasilienstromes
von 10°	in 55 m	in 100 m
„ 5°	„ 120 „	„ 240 „
„ 3°	„ 165 „	„ 915 „

Wenn die äquatoriale Grenze der Weddell-Meer-Region ungefähr mit der äquatorialen Grenze des häufigeren Vorkommens von Packeis oder Feldeis zusammenfällt, so darf die Region zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung in ähnlicher Weise nach Norden durch die Linie des äußersten, d. h. nördlichsten Vorkommens von Eisbergen abgegrenzt werden (Tafel XVI). Es sind Eisberge auf der patagonischen Seite noch in 42° S-Br. gesichtet worden, in der Mitte des Ozeans auf 37° S-Br. bei Tristan da Cunha, ja im Osten sogar auf 35° S-Br. vor dem Kapland; freilich handelt es sich dabei um Ausnahmejahre, wie z. B. 1825, 1850, aber bedeutsam bleibt doch der Unterschied gegen die östliche Hälfte des Nordatlantischen Ozeans, wo Eisberge selbst unter dem Polarkreise an der norwegischen Küste unbekannt sind. 35° Breite ist die Breite von Gibraltar! In den nordatlantischen Gewässern tritt das Eis — das neufundländische kommt da in Frage (§ 41) — streng gebunden an eine Jahresperiode auf; hier im Süden scheint das Eis zu allen Monaten vorzukommen, ohne daß ein deutliches nach der Jahreszeit geregeltes Vor- und Zurückweichen der Eisgrenze vorhanden wäre. Um so gewaltiger sind in den südatlantischen Gewässern die unperiodischen Schwankungen von Jahr zu Jahr; es vergehen oft mehrere Jahre, und unsre Kap-Horn-Fahrer berichten nichts von diesen unheimlichen Gefahren der Schiffahrt, bis mit einem Male aus noch völlig rätselhaften Verhältnissen der Antarktis heraus ganze Heere von Eisbergen auf den üblichen Verkehrsstraßen erscheinen und über Hunderte, ja Tausende von Meilen hin manchmal mauerartig einen Wall bilden[10].

Eine nach ihrer Massenhaftigkeit in den Annalen der Schiffahrt einzig dastehende Eistrift brachten die Jahre 1891, 1892 und 1893 besonders für den südwestlichen Teil des Südatlantischen Meeres. Vom Dezember 1891 ab erschienen im Kurse der von Kap Horn heimkehrenden Segelschiffe, also östlich von den Falkland-Inseln, große Eismassen, die bis April 1892 ständig zunahmen und dann in kolossaler Menge fast unverändert diese Gewässer bis Ende Januar 1894 besetzt hielten; man wird dabei anzunehmen haben, daß Nachschub die abtreibenden und vernichteten Massen ersetzt hat, so daß der Pack der Eisberge — nach Tausenden bezifferte sich ihre Zahl — die Position als solche behauptete und ein Durchkommen von Schiffen zumal in den Längen von 35° bis 30° W unter 45 bis 40° S-Br. lange Zeit ausgeschlossen war. Jedenfalls stellt die Eisbergtrift der Jahre 1891 bis 1894 ein allerdings nur engen Kreisen bekanntgewordenes, darum aber doch nicht weniger hervorragendes Naturereignis dar, und es unterliegt keinem Zweifel, daß in jenen Jahren mancher stolze Segler, der „da unten im hohen Süden“ auf üblicher Route fuhr und seitdem verschollen ist, mit Mann und Maus zwischen den Eismassen seinen Untergang gefunden hat. Es wurden wiederholt aus jener Zeit wahren Inseln gleichende Eisberge von 20, ja 25 Seemeilen oder 40 km

Länge gemeldet. Unsern Lesern ist vielleicht folgender, im Auszug mitgeteilter Bericht des Führers des deutschen Schiffes „Potrimpos“, Kapitän O. Schmidt, von Interesse.

„Von Chile nach Europa rückkehrend, hatten wir nach dem Passieren des Kap Horn Anfang März 1893 stetige Brise aus N bis NO, gegen welche wir östlich von den Falkland-Inseln bei Nebel und Regen kreuzen mußten. In der Nacht vom 8. zum 9. März — wir befanden uns auf 51° S-Br. und 49° W-Lg. — sahen wir uns plötzlich nur etwa ½ Seemeile entfernt von mehreren hohen und großen Eisbergen, welche den Raum von West über Nord nach OSO einnahmen. Wir legten das Schiff sofort nach Südwest, doch zeigten sich nun auch in dieser Richtung Eisberge. Als es Tag wurde, fanden wir, daß wir in einen förmlichen Kessel von Eisbergen hineingeraten waren; wir zählten 85 Stück, ungerechnet die vielen kleinen. Die Berge hatten eine Höhe von 3 bis 100 m und eine Länge von ½ bis 2½ Seemeilen. Zurück konnten wir nicht, da der Wind nach WNW gedreht hatte. Also vorwärts! Ich behielt beide Wachen an Deck, und wir steuerten auf Kursen zwischen NNO und Ost. Von allen drei Toppen hielten wir Ausguck nach etwa verunglückten Schiffen und Mannschaften sowie den gefährlichen, 6 bis 10 m tief tauchenden, aber kaum aus dem Wasser herausragenden Eisschollen, die massenhaft herumtrieben. Als die Sonne höher kam, glitzerte alles wie Silber oder schillerte in klarem, reinem Grün. Es war ein schöner, aber auch unheimlicher Anblick. Wie viele Seeleute haben hier vielleicht ein trauriges Ende gefunden, über das kein Sterblicher berichtet. — Nachdem wir, die besten Durchfahrten aussuchend, ungefähr 30 Seemeilen zurückgelegt hatten, gelangten wir um 8h 20m a. in offenes Wasser, fanden uns aber um 9h 40m a. abermals besetzt. Wo man hinsah am Horizont, überall Eisberge und immer wieder Eisberge. Die Berge dieses Feldes waren durchweg kleiner als die früheren und schienen auch alle schon einmal kopfüber gegangen zu sein. Wir hatten alle Boote klar gemacht, mit Proviant, Wasser, Segeln usw. versehen; denn wenn es dick und stürmisch geworden wäre, glaube ich nicht, daß es ohne Unheil abgegangen wäre. So segelten wir den ganzen Vormittag noch; immer neue Berge tauchten auf. Nachmittags gegen 4 Uhr wurde der letzte große von etwa sechs Seemeilen Länge umsegelt; wir standen da auf etwa 49° 15′ S-Br. und 48° W-Lg. Frischer Mut erfüllte wieder alle Mann an Bord. Wir hatten von 3 Uhr morgens bis 3 Uhr nachmittags auf einer Strecke von 90 Seemeilen etwa 300 große Eisberge passiert.“

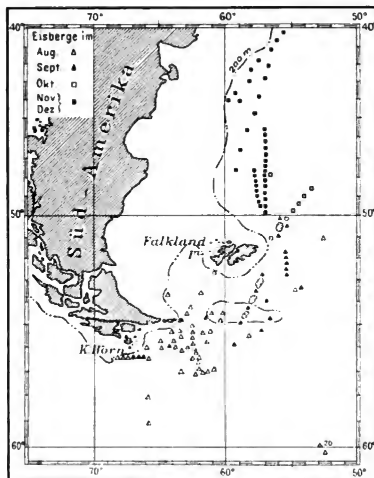


Fig. 46.

Treibeis im Südatlantischen Ozean im Jahre 1906.

—·.·— 200-m-Tiefenlinie.

Zwölf bis dreizehn Jahre später, im Jahre 1906, wird wieder einmal eine schwere, das ganze Jahr anhaltende Eistrift in denselben Gegenden beobachtet. Unsre Textfigur 46 zeigt die in den Monaten August bis Dezember gemeldeten Eisberge; ihre geographische Verteilung dürfte darin ziemlich richtig angegeben werden. Das Fehlen der Eisberge im Westen von den Falkland-Inseln ist eine fast durchweg bemerkbare

Tatsache und nicht etwa eine durch Mangel an Nachrichten bedingte Erscheinung, denn zwischen dem Festland und der erwähnten Inselgruppe segeln die auf der Ausreise begriffenen Schiffe südwärts. Die Trift des Jahres 1906 ist auch um deswillen beachtenswert, weil ein Teil der Eismassen reine Nordrichtung am Rande der Bank entlang einhielt, und auf diese Weise, vom Falklandstrom verfrachtet, große Mengen Eis bis zu der vormals wohl kaum gemeldeten niedrigsten Breite von 37° S-Br. (in 57° W-Lg.) erschienen.

§ 35. Die Südwestafrikanische Region.

Grundlegend und bestimmend für die meisten der physikalischen Verhältnisse im Bereiche der gesamten östlichen Seite des Südatlantischen Ozeans ist der Benguelastrom, eine von Süd nach Nord und von Südost nach Nordwest gerichtete Wasserbewegung, die somit kühles Wasser von höheren Breiten äquatorwärts führt und zugleich vorzugsweise ablandige Richtungen in bezug auf die afrikanische Küste verfolgt. Der Benguelastrom der südwestafrikanischen Gewässer bezieht seinen Bedarf aus drei Quellen, zum ersten aus der Westwindtrift, die zwischen Kap Horn und Kap der Guten Hoffnung ostnordöstlich drängt (Fig. 45, S. 143), zum zweiten aus rein antarktischen Regionen, z. B. aus der zum Weddell-Meer gehörigen Gegend der Bouvet-Insel — dafür sprechen besonders die niedrigen Wassertemperaturen zwischen 40° und 50° S-Br. —, zum dritten auch aus der Tiefe, also durch vertikalen „Auftrieb“. Die letztgenannte Quelle dürfte besonders an der Küste von Deutsch-Südwestafrika, überhaupt überall da und immer dann eine Rolle spielen, wo und wenn der Benguelastrom ausgeprägt ablandige Richtung besitzt. Dies trifft für die küstennahen Gebiete hauptsächlich von Kapstadt bis Kap Frio oder der Großen Fisch-Bucht (16° S-Br.) zu. Da aber, wo die Küste ein wenig ostwärts zurückweicht, wie zwischen Mossamedes und Loanda, kann der Ersatz für das seewärts nach Nordwesten fortgeführte Oberflächenwasser allein schon an der Oberfläche durch einen rückläufigen, südlich setzenden Küstenstrom voll beschafft werden, und daher ist auf dieser Strecke kein aus der Tiefe aufquellendes Wasser vorhanden, daher fehlen hier auch die weiter im Süden vorhandenen Begleiterscheinungen des Auftriebes, die gleich nachher beschrieben werden.

Der Benguelastrom gewinnt, je weiter nach Norden er zieht, desto mehr an Kraft, da er immer stärker und ständiger dem Antriebe des ebenfalls zunehmenden SO-Passates unterliegt; er schwenkt zugleich mehr und mehr nach links, nach Westen ab, so daß in der Umgebung von Ascension ein nach Westen und Westnordwesten gerichteter Strom von 1 bis 1,5 Knoten Geschwindigkeit, d. h. von 2 bis 3 km in der Stunde die Regel ist. Das starke Übergewicht der ablandigen Stromversetzungen in unsrer Region ist deutlich aus der folgenden Tabelle ersichtlich; sie gilt für den großen Dampferweg zwischen Kap Verde und Kapstadt, der mitten in dem Benguelastrom entlang führt, und beruht auf den daselbst angestellten deutschen Schiffsbeobachtungen.

Die Geschwindigkeitsangaben (S. 148) bedeuten Seemeilen in je 24 Stunden.

Selbst kräftige Postdampfer brauchen infolge der Benguelaströmung auf der Reise vom Äquator nach Kapstadt durchschnittlich etwa ½ Tag längere Fahrzeit als auf der Rückreise von Kapstadt.

Man hat gefunden:

der Strom setzt nach

Südliche Breite	nach NW und SW		nach SO und NO		Stromstillen
	Häufigkeit in %	Mittlere Geschwindigkeit	Häufigkeit in %	Mittlere Geschwindigkeit	Häufigkeit in %
0°— 5°	82	22	13	13	5
5°–10°	78	17	12	9	10
10°–15°	59	16	15	12	26
15°—20°	66	15	16	11	18
20°–25°	75	18	11	11	13
25°–30°	65	16	16	13	19

In der Nähe der Kongomündung erhält die nach Nordwesten gerichtete Trift der atlantischen Wassermassen noch einen vermehrten Antrieb durch den Zufluß des Süßwassers, zumal im Dezember und im April—Mai, in denen der Unterlauf des Kongo Hochwasser führt. In der tiefen Rinne, die weit nach See hinausreicht (S. 102), steigert sich dann nicht selten die Stromgeschwindigkeit bis auf 8 Knoten oder 15 km in der Stunde; bei niedrigem Wasserstand beobachten wir das fesselnde Schauspiel, daß, weil die lehmgelben Fluten des Kongo nur als ziemlich dünne Schicht über dem kühleren, salzreichen und darum schwereren Seewasser liegen, die Schraube des Dampfers dunkelgrünes Wasser heraufwühlt und solches Wasser auch auf der dem Strom abgewandten Seite emporquillt, während im übrigen und besonders auf der vom Strom direkt getroffenen Schiffsseite gelbes Wasser uns umgibt.

Wie die meisten der kühlen oder kalten Meeresströmungen, so besitzt auch die Benguelaströmung im allgemeinen eine grünliche Wasserfarbe; die Färbung neigt mehr oder weniger zu einem Grünblau, und es kommen nicht selten ganz verfärbte Wasserflecke, z. B. bei Ascension, vor, in deren Bereich kaum eine Spur von dem schönen, für die tropischen Fluten sonst charakteristischen Blau zu sehen ist (Tafel VIII). Diese Grünfärbungen dürften im wesentlichen auf Massenwucherungen von Plankton zurückzuführen sein. Die ganze östliche Region des Südatlantischen Ozeans, besonders die landnahen Gewässer sind wahrscheinlich überhaupt sehr reich an dem, was man die Urnahrung des Meeres genannt hat, und daraus wieder mögen sich die teilweise über alle Erwartung großen Fischreichtümer der südwestafrikanischen Gewässer erklären.

Die Wärmeverhältnisse des Wassers[11] nun in dieser östlichen Region des Südatlantischen Ozeans stehen naturgemäß in engem Zusammenhang mit den geschilderten horizontalen und vertikalen Wasserbewegungen, als deren Folgewirkung. Die Linien gleicher Temperatur der Meeresoberfläche sind oft deutlich nach NW — in der Stromrichtung — ausgebuchtet. Die Jahresisotherme von 25° verläßt die afrikanische Küste schon unter 4° S-Br., reicht an der brasilianischen Küste aber bis nahe 20° S-Br.; die Isotherme von 20° berührt 16° S-Br. bei der Großen Fisch-Bucht eben nördlich des Kunene, dagegen 30° S-Br. an der gegenüberliegenden amerikanischen Küste. Es deckt sich die östliche Region des zentralen Südatlantischen Ozeans mit der großen Zone negativer Temperaturanomalie (Tafel XIV). Dieser thermische Charakter der östlichen Region wird noch durch eine ausgesprochene Kaltwasserinsel vor der Küste von Deutsch-Südwestafrika gesteigert; sie ist aus dem Jahresdurchschnitt

so gut wie in den Einzelmonaten (Tafel XI und X) ersichtlich. Eine Wassertemperatur von 14.3° im Jahresmittel bedeutet für die unter dem Wendekreis gelegene Reede von Swakopmund einen ganz abnorm niedrigen Wert, denn er bleibt reichlich 7.5° unter dem Werte, der an sich in solcher geographischen Breite erwartet werden müßte. Für Februar, den Südsommer, beträgt das Mittel von Swakopmund 17.1°, für Mai 13.1°, für August 12.4°, für November 14.4°; es ist schon vorgekommen, daß in dieser Gegend im August die Wasserwärme bis auf 9.3° gesunken ist, also bis auf eine Temperatur, die man 10 Breitengrade südlicher, an der Südküste Afrikas, niemals beobachtet! Diese für die Küste unsrer Kolonie geradezu verhängnisvollen Temperaturverhältnisse der Meeresoberfläche werden noch in § 52 (S. 226) erörtert werden. Hier genüge, daß die geographische Ausdehnung des kalten Küstenwassers sich mit der oben angegebenen Zone vertikalen Auftriebes deckt; ist schon das Wasser der freien See an sich infolge seiner Zugehörigkeit zur Benguelatrift kühl, so erleidet die küstennahe Zone noch eine besondere Wärmeverminderung, und es entsteht somit das Verhältnis, daß, wenn wir von der Küste aus westwärts, also seewärts fahren, wir in wärmeres Wasser gelangen, obschon wir in den kalten Benguelastrom hineindampfen. Wir gehen vielleicht in der Annahme nicht fehl, daß die nahe am Land aufquellenden Wassermassen zum Teil aus Tiefen von mindestens 300 bis 400 m stammen; ein Anhalt dafür liegt in den bislang gemessenen

Tiefentemperaturen[12]. Viele Expeditionen älterer und neuerer Zeit haben hier gearbeitet; aus ihren Beobachtungen wählen wir je eine Station in der Nähe der Süd- und der Nordgrenze der Region, ferner eine Station aus der Breite etwa von Swakopmund und endlich eine von rund 10° S-Br. Sie liegen zugleich in SO—NW-Richtung voneinander, also in der Richtung der Benguelaströmung.

Breite …… Länge ……	3° S 15° W	10° S 6° W	21° S 4° O	33° S 16° O
Tiefe 0 m	27.9	26.0	22.2	16.2
„ 50 „	18.2	25.8	21.5	15.3
„ 100 „	13.8	15.2	17.0	13.6
„ 150 „	13.4	12.5	14.7	12.8
„ 200 „	12.8	10.2	12.5	12.2
„ 400 „	8.9	8.1	8.2	9.0
„ 600 „	5.7	6.3	6.0	6.6
„ 800 „	4.7	4.5	4.0	4.6
„ 1000 „	4.3	4.1	3.5	3.0
„ 1500 „	3.9	3.6	3.3	2.8

Die Station von 21° S-Br. lehrt, daß eine Temperatur von 10° — die in Swakopmund an der Oberfläche gelegentlich beobachtet wird — in den weiter seewärts befindlichen Wassermassen der Benguelaströmung erst bei etwa 300 m Tiefe auftritt; da nun bei dem Aufquellen des Wassers an der südwestafrikanischen Küste weitgehende Vermischung auch mit andern, höher temperierten Schichten stattfinden wird, so muß Auftrieb noch in einer Mindesttiefe von 300 bis 400 m vorhanden sein, wenn solch niedrige Werte wie 10° an der Oberfläche erklärbar sein sollen. — Aus der Tabelle wird ferner ersichtlich, daß, von der Oberfläche selbst natürlich abgesehen, in den obersten Schichten bei 50, 100, 150 m die äquatorialen Teile unsrer Region kälteres Wasser beherbergen

als die äquatorfernen; nahe dem Äquator beobachten wir in 100 m Tiefe die erstaunlich geringe Wasserwärme von 13.8°, unter dem Wendekreis aber in gleicher Tiefe 17° usw. Es erinnert dies an die oben S. 131 in allgemeiner Übersicht skizzierte und höchst merkwürdige zonale Anordnung der atlantischen Tiefseetemperaturen überhaupt; der besondere Fall der Station von 3° S-Br. zeugt dafür, daß in den ganz niedrigen geographischen Breiten des Atlantischen Ozeans durch die hier im allgemeinen sehr schnell fließenden Oberflächenströme das kalte Wasser tieferer Schichten bis nahe zur Oberfläche besonders heftig emporgerissen wird, und daß also der Auftrieb auch mitten im Ozean, nicht bloß an der südwestafrikanischen Küste, zustande kommt.

§ 36. **Die Brasilianische Region**

bildet in so ziemlich allen physikalischen Beziehungen das Gegenstück zur südwestafrikanischen Region. Dort ablandige, äquatorwärts zielende, sehr beständige Wasserbewegungen, dort abnorm kühles, ja kaltes Wasser an der Oberfläche und in der Tiefe: hier auflandige und polwärts gerichtete, unbeständige Strömungen, hier warmes, salzreiches, rein blaues Wasser an der Oberfläche und auch gute Durchwärmung der Tiefseeschichten. Dort ein klassisches Gebiet energischen Auftriebes, hier alle Anzeichen der Stauung. Dabei muß man annehmen, daß trotz aller Gegensätze zwischen der West- und Osthälfte des Südatlantischen Ozeans das an der brasilianischen Küste befindliche Wasser in der Hauptsache aus afrikanischen Gegenden sich herleitet, daß der Benguelastrom, wenn auch nicht ganz, so doch zu einem großen Teile durch die immer weitergehende Linksdrehung übergeht in den Brasilienstrom, und daß also die wichtigsten physikalischen Eigenschaften der Westhälfte (insbesondere die thermischen) sich hauptsächlich durch diese Richtungsänderung des fließenden Wassers erklären. Man muß dabei die gewaltigen Entfernungen bedenken, auf denen allmählich die Wesensänderung eintritt.

Nach den tausendfältigen Beobachtungen deutscher Dampfer, die den Verkehr mit der Ostküste Südamerikas unterhalten, wird im allgemeinen das Wasser, das südlich von der Breite des Kap San Roque im Zuge der großen Äquatorialströmung westwärts fließt, nach Südwesten abgelenkt, es verbleibt der Südhalbkugel, während das Wasser nördlich von der genannten Breite nach Nordwesten zur Nordhalbkugel übertritt. Im einzelnen zeigt sich jedoch, daß in den Monaten Mai bis September, hauptsächlich also zur Zeit des südlichen Winters, wenn der SO-Passat eine hoch südliche Richtung anzunehmen pflegt, einzelne Wasserfäden oft noch aus 10°, ja 15° S-Br. in einer der brasilianischen Küste nahen Nordströmung ziehen, und daß somit Wassermassen, die schon die Breite etwa von Bahia erreicht hatten, schließlich doch noch der Nordhalbkugel, dem Golfstromregime, zugute kommen [13]. An diesem jahreszeitlichen Wechsel der Stromrichtung sind nur die landnahen Gewässer beteiligt; im ganzen herrschen südwestliche, polwärts zielende Versetzungen des Oberflächenwassers vor. Die Geschwindigkeiten der Brasilienströmung bleiben mäßig und entschieden unter dem für die Benguelaströmung gleicher Breite gültigen Durchschnitt; denn selbst im stärksten Stromstrich, auf der Strecke zwischen den Abrolhos-Inseln und Kap Frio (da, wo die Küste nach Rio hin westwärts abbiegt), ist im Mittel nur auf $^1/_2$ bis $^3/_4$ Knoten oder 1 bis $1^1/_2$ km Stundengeschwindigkeit zu rechnen. Südlich vom Wendekreis wird seine Energie vom Seemann häufig überhaupt nicht mehr gespürt; sein Vorhandensein bleibt dann nur

durch das Thermometer erkennbar, die thermischen Wirkungen reichen sogar bis weit über 40° S-Br., jenseits also der La-Plata-Mündung, hinaus.

Der brasilianischen Hälfte des Südatlantischen Meeres ist somit eine Wasserbewegung eigen, die aus äquatorialen Zonen vergleichsweise warmes Wasser nach höheren Breiten hin verfrachtet. Damit wird dieser Region eine Begünstigung zu teil, die zwar nicht dem Ausmaße, aber dem Sinne nach der vom Golfstrom geschaffenen Sachlage entspricht; damit auch erklärt sich die der Brasilianischen Region zukommende positive Temperaturanomalie, die bis zu + 3° und etwas darüber stellenweise ansteigt (Tafel XIV). Charakteristisch ist ferner eine fast überall wundervoll tiefblaue Wasserfarbe wenigstens für die Breiten, die zwischen 5° Süd und dem Wendekreis liegen, und nach einer in andern Gegenden als gültig erkannten Beziehung dürfen wir deshalb die südamerikanischen Gewässer im allgemeinen als planktonarm und zugleich als fischarm betrachten, lauter Gegensätze zu den südwestafrikanischen Gewässern.

Der größte Teil dieser westlichen, südatlantischen Region besitzt ein sehr salzreiches Oberflächenwasser. Die unter der Wirkung tropischer Sonne und trockener, starker Luftströmung gesteigerte Verdunstung vermehrt den Salzgehalt des Oberflächenwassers, und zwar in einem von Osten nach Westen zunehmenden Grade um deswillen, weil die westlicher befindlichen Wasserteilchen den genannten Einflüssen länger ausgesetzt gewesen sind als die östlicher stehenden; das Gebiet höchsten Salzgehaltes im Südatlantischen Ozean reicht daher unmittelbar bis an die mittelbrasilianische Küste. Obwohl die südwestafrikanische Küste so gut wie ganz regenlos ist, enthalten die ihr angrenzenden Gewässer nur 35 bis 35.5‰ Salzgehalt, die Gewässer an der regenreichen südamerikanischen Ostküste aber 36.5 bis 37.5‰ (Tafel IX).

Auch für die der Oberfläche unterlagerten Tiefenschichten bis 300, 400 m gelten die Kennzeichen: warmes, salzreiches Wasser. So ist in rund 20° S-Br. und 20° W-Lg. das Wasser in 50 m Tiefe um etwa 1.3° wärmer als das Wasser gleicher Tiefe und gleicher geographischer Breite im Osten des Ozeans; in 100 m Tiefe beträgt der Unterschied zugunsten der westlichen Region sogar 4.3°, in 200 m 3.5°, in 400 m 2.5° und in 600 m nur noch 0.4°. Der thermische Überschuß verschwindet demnach von rund 600 m Tiefe ab; in den großen Tiefen von mehreren Tausend Meter beobachten wir sogar, daß die westliche Region etwas kälteres Wasser beherbergt als die östliche, und es ist uns von früher (S. 90) bekannt, in welcher Weise diese Tatsache mit der Bodengestaltung des Südatlantischen Ozeans zusammenhängt.

Der vertikalen Salzgehaltsverteilung sind ähnliche Züge eigen; auch der Salzgehalt erreicht für die oberen 400 m in der westlichen Region durchweg höhere Werte als in der östlichen Region, während für die größeren Tiefen das Verhältnis sich umkehrt. Gemeinsam aber ist beiden ein sehr charakteristisches relatives Minimum des Salzgehaltes in 800 m Tiefe. Die Gegenüberstellung, unter Beigabe auch der Tiefentemperaturen, siehe nächste Seite.

Die Verminderung des Salzgehaltes in den Zwischentiefen, die in rund 800 m ihren Höhepunkt erreicht, aber alle Schichten von 400 bis 1000 m beeinflußt, ist ein Vorgang von allgemeiner Bedeutung für die Erkundung der Tiefwasserbewegungen des ganzen Südatlantischen Ozeans. (Fig. 42.) Bei dem heutigen Stand der Forschung läßt sich Bestimmtes über die Ursachen der Erscheinung nicht sagen; sollten es die letzten Fernwirkungen einer vom eisigen Süden andringenden Unterströmung (S. 133) sein, deren Wasser durch frühere Mischung mit dem Schmelzwasser der Eismeerkante

angesüßt ist? Noch auf der Höhe von Pernambuco wurden die gleichen Verhältnisse vom Expeditionsschiff „Deutschland“ in den Tiefen von 600 bis 1000 m festgestellt.

‰ Salzgehalt.

Tiefe	0	50	100	150	200	400	600	800	1000	2000	Boden in Tiefe	
20° S 20° W	36.75	36.65	36.30	35.75	35.30	34.80	34.52	34.35*	34.40	34.71	34.66	
21° S 4° O	35.90	35.88	35.37	35.25	35.03	34.63	34.57	34.45*	34.54	34.81	34.88	
° Cels.-Temperatur.												5000 m
20° S 35° W	23.3	21.0	20.0	18.3	16.7	10.3	5.6	4.1	3.6	3.0	1.2	
20° S 20° W	24.5	22.8	21.3	19.0	16.0	10.7	6.4	4.3	3.8	3.0	1.2	
21° S 4° O	22.2	21.5	17.0	14.7	12.5	8.2	6.0	4.0	3.5	3.3	2.5	

§ 37. Die Äquatorialregion[14]

schließt sich nicht bloß äußerlich der Lage nach, sondern auch im Hinblick auf wichtige physikalische Zustände den vorhergehenden zwei Regionen des Südatlantischen Ozeans an; sie stellt die nördliche Fortsetzung sowohl der afrikanischen als auch der brasilianischen Teile letztgenannten Meeres dar und wird deshalb von der Bucht von Kamerun unter rund 10° O-Lg. bis zu den Kleinen Antillen unter rund 60° W-Lg. auszudehnen sein. In S—N-Richtung reicht sie von Kap San Roque bzw. der Gabun-Mündung bis etwa zur Breite der Kapverdeschen Inseln. Es ist die Zone der regelmäßigsten und darum in der Jahressumme sicherlich mächtigsten Wasserversetzungen, denen wir irgendwo im Atlantischen Ozean begegnen; zwar erreicht der Golfstrom in den Engen von Florida größere Schnelligkeiten, nirgends aber beobachten wir über Tausende von Seemeilen hin derart beständige, großartige, wenn auch in dem täglichen Betrag mäßige Vorwärtsbewegungen wie in dem nach Westen fließenden Äquatorialstrom. Diese Tatsache hängt in erster Linie mit der Stetigkeit der Luftströmungen, den Passaten (§ 45), zusammen.

In dem rund 1000 Sm oder 2000 km breiten Äquatorialstreifen trifft das Wasser von höheren nördlichen und von höheren südlichen Breiten zusammen, letzteres nicht bloß infolge des ostwärts vorspringenden Kap San Roque, sondern auch infolge einer deutlichen Nordkomponente der Südäquatorialströmung; ungeheure Wassermengen südhemisphärischen Ursprunges treten in jeder Sekunde zur Nordhemisphäre über. Da nun ferner die Küste von Südamerika zwischen Kap San Roque und Trinidad einen nordwestlichen Verlauf hat, so muß eine Beschleunigung der Bewegung und eine Zusammendrängung der gesamten Stromfäden zustande kommen, ein Vorgang, der noch durch die auflandige Richtung des NO Passates gefördert wird. Erst westlich von 40° W-Lg. kann die volle Vereinigung des südatlantischen und des nordatlantischen Teiles der großen äquatorialen Westtrift als vollzogen gelten; mit außerordentlicher Beständigkeit und beträchtlicher Geschwindigkeit fließt hier das Wasser nach Westnordwesten, allmählich nach Nordwesten und vor den Antillen, z. B. in der Nähe von Barbados, sogar nach Nordnordwesten. Versetzungen von 3 Seemeilen oder rund 6 km in der Stunde sind an der Küste von Guiana keine Seltenheit, und die Verschleppung der Sedimente der auf dieser Strecke mündenden Festlandsflüsse

nach Nordwesten macht sich hier so deutlich bemerkbar, daß der vielfach bezweifelte Transport von Flußtrübe durch Meeresströmungen wenigstens in diesem Falle Tatsache wird.

Gehen wir der Strömung entgegen, also nach Osten, so finden wir ein mit abnehmender geographischer Länge immer breiter werdendes, zwischen Nord- und Südäquatorialstrom sich einlagerndes Zwischenstück, in dem veränderliche Versetzungen, vorwiegend aber solche nach Osten, vorherrschen. Es ist, als ob ein Keil in das geschlossene Ganze der westwärts strebenden Wasserfäden getrieben werde, ein Keil, dessen Spitze in einer mit der Jahreszeit wechselnden Position, im Winter bei etwa 30°, im Sommer bei 40° W-Lg. auf rund 5° N-Br. liegt, dessen Basis zu allen Jahreszeiten die afrikanische Küste südlich von Kap Verde bildet. Diese ostwärts gerichteten Strömungen, in den seemännischen Kreisen einfach „Gegenstrom" genannt, bewegen sich auf das Kap Palmas zu und in den Golf von Guinea hinein — daher auch die ozeanographisch üblichere Bezeichnung Guineastrom. Er erreicht an den vorspringenden Kaps: Kap Palmas, Kap Three Points, Kap Coast Castle seine Höchstgeschwindigkeit (bis 6 km in der Stunde) und tritt in die hinter den Kaps belegenen flachen Buchten im allgemeinen nicht ein, reißt jedoch in ihnen durch Saugwirkung während des nördlichen Sommers, wo er besonders stark fließt, kaltes Wasser aus der Tiefe mit empor. Über sein Ende, das in den Gewässern zwischen Kamerun und dem Kongo einerseits, Fernando Po und Anno Bon anderseits zu suchen ist, wissen wir nichts Genaues.

Besser kennen wir das westliche Stück des Guineastromes, und zwar ist da, mitten im Ozean, die ausgesprochene Jahresperiode seiner geographischen Ausdehnung und Beständigkeit das charakteristische Moment. Die Westgrenze liegt, wie schon vorhin angegeben, im Winter etwa bei 30° W-Lg., im Sommer erst bei 40° W-Lg.; aber auch in der Süd-Nord-Richtung dehnt er sich im Sommer mächtig aus, indem er dann in sein Bereich weite Meeresstrecken zieht, die während des Winters dem Zuge nach Westen folgen. Im Sommer trifft man den Gegenstrom manchmal schon bei den Kapverdeschen Inseln. Auffällig konstant gegenüber den jahreszeitlichen Verschiebungen an seiner Westkante und Nordkante bleibt die geographische Lage seiner Südkante; sie ist immer zwischen 2° und 4° N-Br. zu erwarten, wo dann weiter südwärts der südhemisphärische Teil des großen äquatorialen Weststromes einsetzt. Die jeweiligen Änderungen des Guineastromes im Jahresverlauf erfolgen somit auf Kosten des Nordäquatorialstromes. Immerhin ergreift, was die

Geschwindigkeit betrifft, die Jahresperiode doch auch das südatlantische Wasser; Fig. 47 gibt uns davon eine Anschauung. Während im Januar die Versetzungsgröße in 24 Stunden nirgends den Betrag von durchschnittlich 20 Seemeilen erreicht, nördlich von 4° N-Br. sogar Stromstillen ungemein häufig beobachtet werden, hat im Juli die Westtrift und die Osttrift gleichermaßen an Schnelligkeit gewonnen; der Äquatorialstrom kommt in der Nähe der St.-Paul-Riffe nahe bis an 30 Sm, der Guineastrom zwischen 6° und 8° N-Br. an denselben Betrag heran bei jetzt ausgesprochener Nordost-Richtung. Das bedeutet eine Ortsveränderung der einzelnen Wasserteilchen um etwa 55 km täglich, d. h. um 0,6 m in der Sekunde. Aus der Berücksichtigung des wesentlichen Umstandes, daß diese West- und Ost-Bewegungen jeweils über 90% aller Beobachtungen ausmachen, folgt eine so reguläre, in sich geschlossene Naturerscheinung, daß wir wohl berechtigt sind, die Meeresströmung dieser Zeit und Gegend[15] in Vergleich mit Festlandsflüssen zu setzen. Die nachstehenden Zahlen geben die prozentische Häufigkeit

der beobachteten Stromrichtungen nach Westen und nach Osten nebst den Fällen, wo Stromstille, d. h. wo keine Wasserbewegung fühlbar war, an.

Ort		nach W	nach O	Strom-stille	nach W	nach O	Strom-stille
		Januar			Juli		
N.-Br.	10–8°	49	17	34	18	75	7
	8–6°	46	20	34	5	95	0
	6–4°	26	33	41	12	76	12
	4–2°	73	16	11	72	16	12
	2–0°	92	8	0	92	4	4
S.-Br.	0–2°	84	6	10	89	8	3
	2–4°	84	6	10	90	6	4

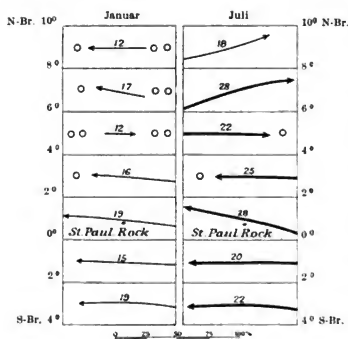


Fig. 47.
Strömung in der Äquatorialzone des Atlantischen Ozeans.
○ Je ein Kreis für 10% Stromstillen.
←15— bedeutet Geschwindigkeit der Meeresströmung in Seemeilen (à 1,85 km) pro 24 Stunden.

Sicherlich ist nun für die während des Jahres wechselnde Ausdehnung des Guineastromes das in entsprechender Weise wechselnde Herrschaftsbereich des SW-Monsuns in erster Linie maßgebend; doch erlangt das Strombild gleichwohl seine besondere Art der Ausgestaltung. Nie geht der SO-Passat so unvermittelt in den SW-Monsun über wie der Südäquatorialstrom in den Guineastrom; nicht selten gewinnt es den Anschein, als ob die beiden genau entgegengesetzt fließenden Stromsysteme hart und unmittelbar aneinander grenzen, gerade während Perioden starker Bewegung. Hier auch ist es daher vorgekommen, daß von zwei gleichzeitig an derselben Stelle ausgesetzten Stromflaschen die eine nach Westindien, die andre nach Sierra Leone gelangte.

Dem Charakter einer Äquatorialregion entspricht es, daß hier die Temperaturen der Meeresoberfläche hoch sind, im Jahresdurchschnitt überall höher als 25°, und daß die Jahresschwankung sich im Mittel nur auf 1° bis 2° beläuft. Im Nordwinter werden einzelne Strecken südlich der Kapverdeschen Inseln, im Südwinter größere Flächen in der Nähe des Äquators auf unter 25° abgekühlt; dafür erreicht aber das Oberflächenwasser des Golfes von Guinea im Nordwinter Wärmegrade von mehr als 28°, die Gegend der Guianaküste im Nordsommer solche von mehr als 27°. Der Äquatorialstrom verschleppt nach Westen hin die ihm eigenen Temperaturen; die Isothermen des August zwischen Ascension und dem Äquator reden darin eine deutliche Sprache. Die Wärmeverteilung im August ist überhaupt sehr eigenartig; der ganze

Golf von Guinea hat jetzt, im Sommer der nördlichen Halbkugel, in der Hauptregenzeit sozusagen seinen Winter. Die an sich schon vergleichsweise niedrigen Temperaturen erleiden nun noch lokal, z. B. an der Togoküste, infolge Aufquellens von Tiefenwasser eine sehr erhebliche Herabsetzung bis auf 22, 23°, und diese Tatsache wird klimatologisch in einer ganz auffälligen Herabsetzung auch der Regenmengen an der Küste sofort wirksam (§ 55). So kommt es, daß im August das atlantische Wasser unter dem Äquator und an der afrikanischen Küste um 5 Grad kälter ist als in Westindien und im Golf von Mexiko unter geographischen Breiten von 20° bis 30°.

Eine wesentliche, natürliche Eigenschaft des Wassers der atlantischen Äquatorialregion haben wir sodann in dem relativ geringen Salzgehalt der Oberfläche zu erblicken; nördlich und südlich von der Region steigt der Salzgehalt auf über 36‰, in der Region selbst aber fällt er bis auf 35.5, an der afrikanischen Küste sogar bis auf 35.0, 34.0 und in der Bucht von Kamerun auf etwa 32‰. Hier sind die reichen Süßwasserzufuhren seitens der Festlandströme ausschlaggebend, im übrigen aber dürften die in dem Äquatorialgebiet, besonders im Bereich des SW-Monsuns und der Kalmen, starken Niederschläge und die bei mäßiger Luftbewegung geringe Verdunstung die allgemeine Herabsetzung des Salzgehaltes in genügendem Grade erklären. Interessant ist dabei — wie bei der Temperatur — die mit dem Äquatorialstrom nach Westen und Westnordwesten vor sich gehende Verschleppung des etwa 100 Sm breiten Bandes minimalen Salzgehaltes; noch im Karibischen Meere werden wir ihm begegnen.

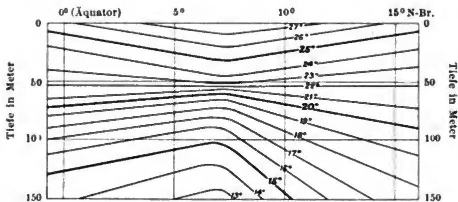


Fig. 48.

Senkrechte Wärmeverteilung in der Äquatorialregion unter 30° W-Lg. (Sprungschicht).

Die tropisch hohen Temperaturen und die niedrigen Salzgehalte bedingen in vereinter Wirkung eine ungemein geringe Dichte des äquatorialen Wassers der Oberfläche; auf Tafel XII hebt sie sich schon durch die Farbengebung deutlich heraus. Alles Wasser, das pro Liter 1024 g und weniger wiegt, gehört ihr zu; vor den Niger-, Kamerun- und Gabun-Mündungen sinkt dies Gewicht sogar auf 1021 g und noch weniger.

So unbestreitbar nun durch die hohe Temperatur, den niedrigen Salzgehalt und die geringe Dichte die charakteristischen Eigenschaften des atlantischen Oberflächenwassers in der Äquatorialzone dargestellt werden, so wichtig ist zu gleicher Zeit die Tatsache, daß alle drei Faktoren ihr Verhalten sehr schnell mit der Tiefe ändern[16]. Schon in 150 m, ja in 100 m und stellenweise sogar bereits in 50 m Tiefe haben wir nur noch Andeutungen der Oberflächenverhältnisse; Wasserschichten mit relativ sehr niedrigen Temperaturen, hohen Salzgehalten und großen Dichten unterlagern die Oberflächenschicht. Die Äquatorialregion weist daher im allgemeinen in der vertikalen Richtung die größten Unterschiede auf, und es kommt zur Ausbildung sogenannter Sprungschichten, d. h. solcher Schichten, in denen die absoluten Werte aller die

Faktoren sprungweise mit wechselnder Tiefe wechseln. Von vornherein dürfen wir diese Gegensätze zwischen Oberfläche und Tiefe da am stärksten erwarten, wo die der Oberfläche zukommenden Eigenschaften ihre entschiedenste Ausbildung finden, also im Bereiche des ozeanographisch-meteorologischen Äquators, zwischen rund 5 bis 10° N-Br. Für die Temperatur soll die vorstehende Figur 48 die Sachlage schematisch klären; im übrigen lehrt auch ein Blick auf die Profile der Fig. 42, S. 132, den Zusammenhang.

Bis etwa 50 m Tiefe fallen die Flächen gleicher Wärme wie in einem synklinalen Tale ein, von Norden und von Süden her — soweit reicht die Oberflächenerwärmung durch die tropische Sonne; von da aber gehen die Isothermenflächen über in die Gestalt antiklinaler Kämme, und die Temperaturen gleicher Tiefe werden im nördlichen und südlichen Randgebiet unsrer Zone schrittweise höher als in ihrem zentralen Teile. Daher eben hier die rapide Temperaturabnahme mit der Tiefe: in extremen Fällen wurde unter rund 5 bis 10° N-Br. schon in 50 m Tiefe die Wasserwärme zu nur 13° gefunden bei einer Oberflächentemperatur von etwa 28°! Dies gilt besonders von der afrikanischen Hälfte unsrer Region. Manchem, der einmal unter der lastenden Schwüle des äquatorialen Windstillengürtels geseufzt hat, dürfte der Gedanke, daß in 50 bis 100 m Tiefe reichlich kühles Wasser ihm nahe ist, neu und befremdlich erscheinen, und doch ist es so, daß eine Temperatur von 10° in der Äquatorialregion durchschnittlich schon bei 300 bis 400 m, in der Sargasso-See, in der Azoren-Gegend und selbst in der Biskaya aber erst in 600 bis 800 m beobachtet wird.

In der nachstehenden Tabelle läßt die erste Station (links) höhere Wärmegrade als die zweite erkennen, die zweite wieder hat höhere Temperatur als die dritte (von der Oberfläche abgesehen), und dies, obwohl die dritte um 8 Breitengrade dem Äquator näher liegt als die erste. Die jeweils niedrigsten Tiefentemperaturen trifft man in den meisten Fällen auf einer von den Kapverdeschen Inseln nach Kap Palmas reichenden Linie. Nach dem Innern des Guinea-Golfes hin tritt dann eine durchgehende relative Erwärmung der Tiefenschichten wieder ein, wie dies aus der letzten, in 2° N und 5° O beobachteten Reihe ersichtlich ist. Die Stationen der Tabelle sind in der Richtung von WNW nach OSO angeordnet; die zwei ersten liegen auch in der Fortsetzung der Richtung der vier auf S. 149 zusammengestellten südatlantischen Tiefenstationen.

Tiefentemperaturen der Äquatorialregion.

Breite ...... Länge	15° N 43° W	10° N 29° W	7° N 15° W	2° N 5° O
Tiefe 0	(26.0)	(25.2)	27.8	25.0
„ 50	25.4	24.8	15.9	23.5
„ 100	21.0	16.0	14.3	15.8
„ 150	16.5	14.2	13.5	14.6
„ 200	14.8	13.4	12.8	13.8
„ 400	11.0	9.0	8.5	10.0
„ 600	8.3	7.5	6.4	8.7
„ 800	6.1	5.8	5.3	6.4
„ 1000	5.1	—	4.7	5.0
„ 1500	—	—	—	4.1

Den sprunghaften Änderungen der Temperatur mit der Tiefe gehen parallel ebensolche Änderungen des Salzgehaltes und der Dichte; sie seien durch Beobachtungen

an der dritten Station von 7° N-Br. 15° W-Lg. erläutert. Der Salzgehalt nimmt hiernach von der Oberfläche bis zu 50 m Tiefe um fast 1‰ zu, zum unverkennbaren Zeichen, daß eine ganz andre Wasserart schon in dieser mäßigen Tiefe lagert; die Salinität der Oberfläche wird erst wieder in etwa 800 m Tiefe angetroffen. Auch die Dichte erfährt zwischen Oberfläche und 50 m die sprunghafte Zunahme um 0.00344, sie wächst von da ab zwar langsam aber stetig weiter.

7° N-Br 15° W-Lg. am 23. II. 1906.

Tiefe m	0	50	100	150	200	400	600	800	1000
Temperatur t°	27.8	15.9	14.3	13.5	12.8	8.5	6.4	5.8	4.7
Salzgehalt ‰	34.65	35.48	35.41	—	35.23	34.87	34.72	34.60	34.76
Dichte σ_t 1.0.....	2271	2615	2646	—	2663	2711	2731	2735	2750

Es sind dies, alles zusammengenommen, Verhältnisse, die, wenn auch die Vorgänge im einzelnen noch nicht klar zu überschauen sind, doch eins zur Voraussetzung haben, daß die äquatorialen horizontalen Strömungen der Oberfläche eben nur Erneuerungen der obersten Schichten repräsentieren, und daß mit der Tiefe sehr schnell Wasserversetzungen ganz andrer Art zur Mitwirkung gelangen, auch aufwärts gerichtete, also vertikale Umsetzungen.

§ 38. Die Nordwestafrikanische Region.

Die äquatoriale Region des Atlantischen Ozeans rechneten wir quer über die ganze Breite des Weltmeeres, von Afrika zur amerikanischen Küste; die Gleichheit oder doch Ähnlichkeit der wichtigsten natürlichen Verhältnisse berechtigt dazu. Anders weiter nördlich; da treten sehr erhebliche, z. T. scharfe Unterschiede zwischen Westen und Osten, zwischen den Randgewässern und der Mitte auf, und es empfiehlt sich eine Dreiteilung der subtropischen Zone: an eine Nordwestafrikanische Region schließt sich die zentrale Sargasso-See und daran die ostamerikanische Golfstromregion.

Die Gewässer nördlich von den Kapverdeschen Inseln etwa bis zur Höhe von Lissabon sollen in einem rund 1500 bis 1700 km breiten Streifen, von der afrikanischen Küste ab gerechnet, die Nordwestafrikanische Region bilden; in ihrer Mitte liegen die Canarischen Inseln und Madeira, auch die nach dem Mittelmeereingang bei Gibraltar führenden Gewässer gehören hierher. Schon einmal sind wir einem ganz ähnlichen Gebiete begegnet, nämlich an der südwestafrikanischen Küste (§ 35); in einer wahren geographischen Homologie kommen an der nordwestafrikanischen Küste die gleichen physikalischen Verhältnisse im Bereich des atlantischen Wassers zum Ausdruck. Dort lenkten unser Augenmerk in erster Linie die abnorm niedrigen Wassertemperaturen auf sich; das Gleiche gilt hier. Freilich, wer aus unsern nordischen Gegenden nach den Gestaden der Glücklichen Inseln kommt und daselbst des Sonnenscheins und der Wärme oft mehr als gewünscht findet, wird es zunächst nicht wahr haben wollen, daß die Temperatur des Wassers — und der Luft — verhältnismäßig zu niedrig sei, und doch ist es so. Wir müssen ansetzen für die Meeresoberfläche:

Wassertemperatur in °C.		Febr.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
in der Gegend	von Madeira	17.0	18.5	22.5	20.5	20.0
	der Canarischen Inseln	18.5	20.0	22.5	21.5	20.5

Der Jahresdurchschnitt von 20° für Madeira entspricht ungefähr dem für die geographische Breite normalen (s. § 44 und Tafel XIV); dagegen sind die Temperaturen auf den Canarischen Inseln etwa um 2° zu niedrig, was besonders an der für August gültigen erkennbar ist, die eigentlich 24° betragen müßte. Gerade im Hochsommer tritt die Anomalie besonders stark auf, und sie wächst außerdem mit Annäherung an die afrikanische Küste, genau wie vor Deutsch-Südwestafrika. Im August ist vor Mogador einmal gar nur 15.6° Wasserwärme gemessen worden, ein Betrag, dem man sonst erst volle zwanzig(!) Breitengrade nördlicher, westwärts vor Irland, in dieser Jahreszeit begegnet; es kommt an der marokkanischen Küste vor, daß das Wasser im Sommer kälter ist als im Winter. Diese Wärmestörungen ergreifen die gesamte Küstenstrecke von Tanger bis Kap Blanco, zeitweise bis Kap Verde, und beeinflussen auch weit nach See hinaus, bis zu den Canarischen Inseln, die normale Ausbildung der zeitlichen und regionalen Temperaturverteilung[17]. Ein Zweifel kann nicht bestehen, daß aus der Tiefe aufquellendes, kaltes Wasser die Hauptursache ist; der besonders im Sommer stark wehende NO- und O-Passat schiebt die Oberflächenschichten weg, und zum Ersatz steigt von unten Tiefenwasser empor. Es ist eine bemerkenswerte geographische Tatsache, daß die Wüste Sahara nicht einmal im Sommer, zur Zeit ihrer größten Erhitzung, eine von See nach Land gerichtete Luftströmung, einen Monsun — wie z. B. in Indien das Pandschab — zu erzeugen vermag, und daß die Wärmeverhältnisse des an die Wüste grenzenden Meeres in einem schneidenden Gegensatz stehen zu denen des Festlandsinnern. Man kann geradezu sagen: je heißer die Sahara, desto kälter der Atlantische Ozean, der an ihrer Küste brandet.

Die Linien gleicher Temperatur des Oberflächenwassers verlaufen daher über erheblichen Teilen dieser Region parallel zum afrikanischen Gestade oder nordsüdlich statt ostwestlich; mit andern Worten: die Entfernung von der Küste ist für die Wasserwärme entscheidend, der Einfluß des Unterschiedes in der geographischen Breite tritt zurück. Dies zeigt sich auch in den

Tiefentemperaturen. Die Nordwestafrikanische Region gehört zu den sehr häufig von Tiefsee-Expeditionen erforschten Gegenden; fast alle von Europa ausgegangenen Forschungsreisen zur See sind hier hindurchgezogen. Die Tabelle auf nächster Seite enthält je eine Temperaturreihe aus der Gegend der Kapverdeschen Inseln, der Canarischen Inseln und von Madeira; mit letzterer in Vergleich gestellt ist eine Station aus dem Golfstromgebiet.

Schon in 100 m Tiefe schrumpfen alle thermischen Unterschiede auf weniger als $1^1/_2$° zusammen; die Tiefwasserschichten bei Madeira sind wärmer als die bei den Canarischen Inseln, und die letzteren wieder etwas wärmer als die bei den Kapverdeschen Inseln: also auch hier wieder das im Atlantischen Ozean weithin gültige Gesetz, daß in den mittleren Schichten (in unserm Falle von rund 100 bis 1000 m Tiefe) das Wasser mit Annäherung an den Äquator kälter wird. Aber wichtiger ist uns jetzt

der Vergleich der drei afrikanischen Serien mit der amerikanischen. Welch Gegensatz in allen Schichten! Bleibt die 1000-m-Schicht außer Betracht, so ist die afrikanische Region durchweg um 5 bis 7° kälter als die amerikanische im Golfstrombereich. Die thermische Benachteiligung beschränkt sich somit nicht bloß auf die Meeresoberfläche, sondern erstreckt sich bis nahe an 1000 m Tiefe, und dies alles im Bereich des gesegneten Madeira, der viel gepriesenen Canarischen Inseln.

Datum ...... Position	29. VIII. 1898 16° N 23° W	19. VII. 1873 29° N 18° W	14. VII. 1874 34° N 18° W	8./9. IX. 1884 36° N 69° W	Vergleich von Reihe 3 und 4
Gegend	Kapverd. Ins.	Canarische Ins.	Madeira	Golfstromgebiet	
0 m	26.5	20.7	22.0	26.8	*−4.8*
50 „	19.8	17.1	18.5	26.0	*−7.5*
100 „	16.2	16.1	17.4	24.5	*−7.1*
150 „	15.4	15.5	16.7	22.6	*−5.9*
200 „	15.0	15.0	16.3	21.4	*−5.1*
400 „	12.3	12.4	12.7	18.0	*−5.3*
600 „	8.6	10.2	10.0	17.3	*−7.3*
800 „	7.2	8.4	8.5	15.0	*−6.5*
1000 „	6.5	—	7.2	9.0	*−1.8*

Bei der Beurteilung der physikalischen Zustände in dieser Region will nun freilich noch der Umstand beachtet sein, daß die horizontalen Wasserbewegungen vorwiegend eine Richtung von höheren nach niedrigeren Breiten einhalten, also vergleichsweise kühles Wasser führen müssen. Zwar ist eine konstante Richtung und eine nennenswerte Geschwindigkeit aus den Beobachtungen der Schiffe nicht ersichtlich, sehr häufig ergibt sich sogar Stromstille. Aber die kleinen Versetzungen, die auftreten, halten im nördlichen Teil der Nordwestafrikanischen Region meist eine Richtung nach Süden, auch Südosten, im mittleren und südlichen Teile eine solche meist nach Süden und Südwesten ein: das ist es, was die Karten mit Canarenstrom benennen; hinter seinem südatlantischen Gegenstück, dem Benguelastrom, bleibt er nicht unbedeutend zurück (Tafel XVI).

Ein interessanter Vorgang endlich spielt sich im nordöstlichen Zipfel, da, wo es nach der Gibraltar-Straße zum Mittelmeer hinein geht, in der Tiefe ab. Hier lassen die Messungen einen aus dem Mittelmeer herauskommenden salzreichen Unterstrom erkennen[18]. An der Oberfläche zieht ein etwa 50 m mächtiger und nur selten unterbrochener Strom vom Ozean nach Osten in das Mittelmeer hinein; in der Tiefe aber, sagen wir von 100 m ab, bewegt sich nach entgegengesetzter Richtung, also nach Westen, mit großer Geschwindigkeit ein Tiefenstrom, dessen Wasser, weil es spezifisch schwerer als die umgebenden Schichten ist, über die Gibraltar-Schwelle hinweg wie über ein Wehr hinab in größere atlantische Tiefen sich senkt und dem Beobachter im freien Ozean durch eine ganz auffällige lokale Zunahme des Salzgehaltes sowie durch eine erhebliche Verzögerung der normalen Temperaturabnahme, manchmal sogar durch eine direkte Temperaturzunahme besonders in den Tiefen von 600 bis 1200 m sich verrät (Fig. 49). In 250 km Entfernung westlich von der Gibraltar-Straße hat man für 1000 m Tiefe den Salzgehalt zu 36.5‰, in 800 km Entfernung südwestlich von der Straße in der gleichen Tiefe immer noch zu 36.25‰ bestimmt: das sind Werte, wie sie sonst

nirgends im offenen Atlantischen Ozean im gleichen Tiefenniveau wiederkehren und nur durch Zumischung von dem extra salzigen Mittelmeerwasser erklärbar sind. Zugleich werden in diesem Unterstrom Temperaturgrade gemessen, die um fast 4° die übersteigen, welche man z. B. im Vergleich mit der unbeeinflußt bleibenden Madeira-Station (S. 159) erwarten sollte. Die ganze Eigenart der Störung der normalen Verhältnisse in diesen Randgebieten der Nordwestafrikanischen Region mögen die Beobachtungen an einer rund 200 km westlich von Mogador gelegenen Station zeigen; der Leser beachte auch die Reihen der Dichte (σ_t) des Wassers, weil sie beweisen, daß die einzelnen Wasserschichten trotz aller Verschiedenheiten der Eigenschaften und der Herkunft nach ihrem wahren Gewicht sich übereinander stabil lagern.

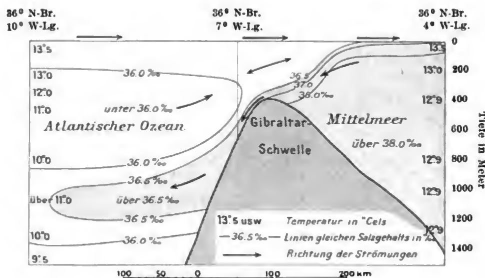


Fig. 49.

Die Strömungen in der Gibraltar-Straße.

Das aus dem Mittelmeer als Unterstrom in den Atlantischen Ozean absinkende Wasser ist besonders kenntlich gemacht.

31° N-Br. 12° W-Lg. 1. VI. 1911.

Tiefe in m	0	50	100	200	400	600	800	1000	1200	1500	2638*
Temperatur t°	17.5	17.3	16.0	15.2	11.2	10.7	9.6	**11.0**	**10.9**	7.9	3.4
Salzgehalt ‰	36.55	36.40	36.36	36.26	35.68	35.59	35.71	**36.20**	**36.29**	35.71	35.17
Dichte $\sigma_t = 1.0$	2659	2655	2682	2693	2728	2731	2761	2773	2782	2788	2801

* Boden.

Übrigens verbreitet sich das Mittelmeerwasser von der Gibraltar-Straße hinweg in der Tiefe nicht bloß entlang dem marokkanischen Gestade nach Südwesten, sondern auch entlang der portugiesischen Küste nach Nordwesten; ja dies Wasser ist durch die modernen feinen Bestimmungen sogar noch in den Tiefen westlich von Irland nachgewiesen worden [19]! So erschließt heute der Meeresgeograph manche Vorgänge in der atlantischen Tiefsee mit dem Tiefseethermometer und der Titrierbürette fast ebenso sicher als wenn sie dem leiblichen Auge sichtbar wären.

Mittelmeer.

Die soeben beschriebenen Vorgänge in der Gibraltar-Straße und westlich davon setzen voraus, daß das Wasser des Mittelmeeres vom Wasser des freien Atlantischen

Ozeans wesentlich verschieden ist, im besonderen, daß ihm ein hoher Salzgehalt zukommt. Dies trifft in der Tat zu. Ohne auf die Einzelheiten, ohne auch auf das Schwarze Meer*, das wiederum für sich eine Sonderstellung einnimmt, eingehen zu können[19a], stellen wir nur anhangsweise folgende Beobachtungstatsachen fest. Bei der Landumschlossenheit des Mittelmeeres und seiner Lage in einer recht trockenen, vielfach auch schon sehr warmen Klimazone erreicht die Verdunstung hohe Beträge, der durch die fast durchweg wasserarmen Zuflüsse vom Festlande in nennenswertem Grade nicht entgegengewirkt werden kann. Überall finden wir daher schon an der Oberfläche des Mittelmeeres Salzgehalte, die mit 37.0‰ und darüber den Werten des Atlantischen Ozeans voranstehen; und zwar steigt der Salzgehalt durchweg, je weiter wir von Westen her nach Osten schreiten, so daß in den ägyptischen Gewässern, wo selbst die Wasser des Nils keinerlei nennenswerte Änderung herbeizuführen vermögen, der Salzgehalt zu 39.0‰ und darüber gefunden wird. Auch für die Tiefen gilt das mäßige Ansteigen der Salzgehalte von Westen nach Osten, und zwar finden wir selbst am Boden des Mittelmeeres Werte, die dem absoluten Betrage nach nur wenig von der Oberfläche abweichen: wir können hiernach schon eine große Einheitlichkeit der Wassermassen von oben bis unten vermuten.

Nehmen wir nun die Wärmeverhältnisse des Wassers hinzu, und zwar zunächst die des Winters, so tritt uns wiederum — in den großen Zügen — die Geringfügigkeit der Unterschiede zwischen oben und unten entgegen. An der Oberfläche sinkt auch im Februar vor der Riviera die Wassertemperatur nicht unter 12°, vor Neapel beobachten wir dann 14 bis 15°, vor Alexandrien 17 bis 18°; in den Tiefen, selbst wenn sie 3000 und 4000 m überschreiten, messen wir im Bereiche des westlichen Mittelmeeres 12.9°, im Tyrrhenischen Meere 13.3°, in der ägyptischen Zone 13.9°. Also auch eine außerordentliche thermische Einheitlichkeit, wenigstens im Winter, eine Situation, die vollkommen verschieden ist von den Verhältnissen im freien Atlantischen Ozean, der in Tiefen von 3000 bis 4000 m Wasser mit nur 2.5° bis 3° birgt. In den Sommermonaten ändern sich nun lediglich die Temperaturen der oberflächlichsten Mittelmeerschichten, die dann allerdings mit über 25° tropisch warm werden; doch im übrigen bleibt, praktisch genommen, in der Tiefsee des Mittelmeeres alles beim alten, d. h. bei den zwischen 13 und 14° liegenden Wärmewerten des Winters.

Eine Station aus dem Tyrrhenischen Meere von 42° N-Br. und 12° O-Lg. soll diesen Typus der natürlichen Eigenschaften des Mittelmeerwassers, dem wir nirgends wieder im Atlantischen Ozean begegnen, veranschaulichen; die Beobachtungen wurden im Winter, am 21. Januar 1909, ausgeführt.

Tiefe in m	0	50	100	200	400	600	800	1000	1200	1500
Temperatur °C	13.6	13.7	13.6	13.8	13.9	13.8	13.5	13.4	13.3	13.2
Salzgehalt ‰	37.99	37.95	38.26	38.49	38.61	38.68	38.55	38.51	38.49	38.49

* Über das Schwarze Meer lese man die schöne Schrift von W. Stahlberg, Das Reich des Todes im Meer („Meereskunde", 2. Jahrgang, 12. Heft. Berlin 1908).

Aus diesem Tatbestand schließt man, daß die hohen Temperaturen der Tiefenschichten des Mittelmeeres sich im wesentlichen herleiten aus den Wintertemperaturen, mit denen sie nahezu identisch sind; dies um so mehr, als die Zunahme der Temperaturen, die an der Oberfläche und auch in den klimatischen Verhältnissen von Westen nach Osten hin auftritt, sich im selben Sinne deutlich auch unter der Oberfläche und selbst bis zu den größten Tiefen hin wiederspiegelt. Selbstverständlich muß, um diesen Zustand zu erhalten und um den Einbruch kalter atlantischer Wassermassen zu hindern, die Absperrung durch die 400 m Tiefe nicht überschreitende Gibraltarschwelle als rein geographische Vorbedingung mit hinzugenommen werden, wie denn auch die weiteren kleineren Unterschiede der natürlichen Eigenschaften der mittelmeerischen Tiefsee durch die Bodengliederung, z. B. durch den untermeerischen Rücken Tunis—Sizilien mitbedingt erscheinen. Wahrscheinlich wiederholt sich der Vorgang der entgegengesetzt fließenden Ober- und Unterströme, den im großen die Gibraltarstraße aufweist (S. 160), im kleineren Maßstabe, doch im selben Sinne, bei der Meeresstraße zwischen Tunis und Sizilien, deren Bereiche auch Malta zugehört.

§ 39. **Die Sargassosee**

umfaßt die zentralsten Teile des Nordatlantischen Ozeans, die etwa zwischen 20° bis 40° N-Br. und 30° bis 60° W-Lg. sich ausdehnen, oder die Gewässer, die im Nordosten eben bis an die Azoren reichen, im Nordwesten die Bermudas und im Südwesten die Jungfern-Inseln des westindischen Inselkranzes bespülen. Nicht nur in rein geographischem Sinne ist die Sargassoregion die zentrale Region, auch in physikalischem Sinne: denn die innerhalb der angegebenen Grenzen sich weitenden Fluten erfüllen den inneren, zentralen Teil des großen Stromringes, der im Sinne der Uhrzeigerbewegung das nordatlantische Wasser vorzugsweise an Randgebieten in Bewegung hält. Die Wasser der Sargassosee haben — im großen und ganzen — weder an dem regelmäßigen Weststrom der Äquatorialregion noch an den östlichen Versetzungen im Bereich der Golfstromtrift Anteil, sie unterliegen weder den abkühlenden Einflüssen der nordwestafrikanischen Auftriebregion noch der besonderen Erwärmung durch den Floridastrom; sie halten sich von beiden Extremen frei und stellen somit auch in diesem Sinne eine mittlere Region dar.

Was es mit der Verbreitung des Sargassokrautes, seinen Ursprungstätten und seinen Triften auf sich hat, werden wir erst in einem andern Zusammenhange erfahren (§ 66). Hier genügt die Feststellung, daß die Büschel des goldgelben Beerenkrautes von den westindischen Inselgestaden durch die Brandung losgerissen und vom Golfstrom nach Nordosten fortgetragen werden, bis sie an dessen rechter Kante in SO- und O-Richtung heraustreiben in die stromfreien zentralen Gegenden, wo sie im Laufe der Zeit in verschieden großen Massen sich ansammeln; und nach diesem äußeren Kennzeichen sei die zentral gelegene Region des nordatlantischen Meeres benannt.

Stromfrei im strengen Sinne des Wortes ist die Sargassosee nun freilich auch nicht; es kommen Versetzungen von oft gar nicht unbedeutendem Betrage vor, aber es fehlt eine durchgehende Richtung, und es scheint, obwohl der NO-Passat über dem größten Teile der Region ziemlich unbestritten weht, doch fast vom Zufall abzuhängen, wohin ein dem Meere hier überlassenes Fahrzeug treibt. Ein lehrreiches Beispiel lieferte in dieser Hinsicht der von der Mannschaft verlassene Schoner „Fanny Wolston“,

der auf seiner Holzladung von Oktober 1891 bis 1894 umhertrieb, meistens in der Sargassosee (Fig. 50); das Wrack wurde in den 4 Jahren 46 mal gemeldet, so daß die Bahn seiner Trift sich ganz gut verfolgen läßt. Das Wrack bewegte sich zunächst in Schleifen südwestlich von den Azoren, erschien später zwischen den Bahamas und Bermudas und geriet wieder in den Golfstrom, wo es endlich, nach einer Irrfahrt von wenigstens 14000 km Länge und 1100 Tagen Dauer, verschwand.

Die Temperaturen des Oberflächenwassers der Sargassosee betragen im Jahresdurchschnitt 20° bis 25°; sie liegen im Winter etwa zwischen 17° und 23°, im Sommer zwischen 23° und 27°. Hier halten die Isothermen noch am ehesten einen west-östlichen, ungestörten Verlauf ein. Bedeutsamer wird die Tatsache, daß kein Teil des ganzen Atlantischen Ozeans, weder auf S- noch auf N-Breite, in den tiefen Schichten so gut durchwärmt ist wie die Sargassosee[80]. In dieser Hinsicht steht die zentrale Region einzig da, und es gewinnt den Anschein, als ob das, was der Sargassosee abgeht an deutlichen horizontalen Strömungen, ihr durch vertikale Wasserversetzungen, und zwar in abwärts gerichteten Bahnen, ersetzt werde (vgl. S. 133). Wenigstens können auf diese Weise die Wärmeverhältnisse der die Oberfläche unterlagernden Schichten am ehesten erklärt werden. Hier folgt z. B. eine Temperaturreihe aus der Mitte der Sargassosee, auf 24° N-Br. und 53° W-Lg. im Mai 1895 genommen.

Tiefe in m. .	0	50	100	150	200	400	600	800	1000	2000	3000	4000	Boden
°C	23.9	23.5	22.7	21.1	20.2	16.3	13.0	9.1	7.6	4.7	3.7	2.9	2.4

Gewiß treten in den obersten 500 bis 600 m an einzelnen Stellen, z. B. im Golfstrom, noch höhere Werte auf; aber der gesamte Wärmeinhalt eines Profiles von oben bis unten ist nirgends so groß wie in der Sargassosee, da besonders die großen Tiefen von rund 1000 bis 3000 m einen Überschuß an Wärme gegenüber den andern Regionen in gleicher Tiefe erkennen lassen. Um eine Wassertemperatur von 3° anzutreffen, brauchen wir unter dem atlantischen Äquator und im Golfstromgebiet bloß bis in 2500 m hinabzusteigen; in der Sargassosee begegnen wir diesem Werte jedoch erst in etwa 3600 m Tiefe.

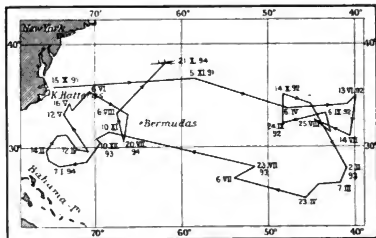


Fig. 50.
Trift des Wracks Schoner „Fanny Wolston" in der Sargassosee.

Eine weitere charakteristische Eigenschaft des Wassers der Sargassosee wird durch seinen durchweg hohen Salzgehalt repräsentiert. Überall beträgt er mehr als 36.5‰, in den zentralsten Teilen der Zentralregion sogar mehr als 37.5‰, wobei ein Maximalwert von 38.0‰, also 38 g gelöste Bestandteile auf das Liter Seewasser, wahrscheinlich erreicht wird. Auch in den Schichten unter der Oberfläche bis wenigstens 500 bis

600 m Tiefe ist, soweit wir bis jetzt darüber unterrichtet sind, eine relative Vermehrung des Salzgehaltes im Bereiche der Sargassosee vorhanden. Jedenfalls übertrifft die Sargassosee in dieser Hinsicht wiederum alle andern Regionen, auch die des Golfstromes.

Unübertroffen ist endlich die Durchsichtigkeit des Wassers im Sargassogebiet. Allen Trübungen, die durch kontinentale Beimengungen entstehen könnten, liegt die Sargassosee weit entrückt; kein Strom vermag ihr solche zuzuführen, kein Sturm die gewaltigen inselfreien Tiefen aufzuwühlen. Hier hat die Plankton-Expedition 1889 eine 2 m im Durchmesser haltende weiße Segeltuchscheibe mit dem Auge bis 66 m Tiefe verfolgen können, also bis in Tiefen, die der Höhe schon gar nicht kleiner Kirchtürme entsprechen[21]. In unentweihter Herrlichkeit breiten sich die reinen tiefblauen Fluten von Horizont zu Horizont; keiner, der einen für große einfache Naturschönheit empfänglichen Sinn sich bewahrt und das Sargassomeer zu befahren das Glück gehabt hat, wird diese klaren Gewässer vergessen, in denen das Blau des Himmels mit dem Blau der See zu wetteifern scheint*. Es handelt sich um ein erhebliches Stück der Erdoberfläche, von dem wir hier sprechen; das Areal der Sargassosee in den angegebenen Grenzen (Fig. 44) darf auf 8635000 qkm oder auf das Sechzehnfache des Flächeninhaltes von Deutschland veranschlagt werden. Von den Azoren bis in die Nähe der Großen Antillen beträgt die Entfernung rund 2400 Sm oder 4500 km; die Zurücklegung einer solchen Entfernung würde uns auch vom Nordkap in Norwegen nach Kairo bringen. Wie lehrreich ist solch Vergleich! Welcher verwirrenden Fülle von geophysischen Einzelheiten, welchen Gegensätzen und Verschiedenheiten nur allein in den klimatischen Verhältnissen begegnen wir auf der genannten Festlandstrecke. Ihr steht gegenüber die grandiose Einheit und Einfachheit atlantischer Verhältnisse in ihrer reinsten Ausbildung, in der Sargassosee; hier erscheint alles ausgeglichen und ruhig, alle natürlichen Eigenschaften des Meeres und der Atmosphäre über dem Meere unterliegen hier nur einem geringen Wechsel nach Raum und Zeit.

Dies wird schon im Golfstromgebiet etwas anders.

§ 40. **Der Golfstrom**[22].

(Tafel XVI.)

Der Golfstrom! Was ist es mit ihm? Welchen Kreis von Vorstellungen haben wir mit diesem Namen zu verbinden? Was bedeutet der Strom für Europa? Hat er überhaupt Bedeutung für uns oder nicht? Auf diese und ähnliche Fragen soll der Geograph Antwort geben. Da aber die Erscheinungen, deren Summe der Golfstrom ausmacht, sich von der sonnendurchglühten Oberfläche der atlantischen Tropen bis zur finsteren Tiefe des nordpolaren Eismeeres erstrecken, verteilen wir die Beantwortung der Fragen auf mehrere Abschnitte und verbinden zunächst zu einer Einheit (s. Fig. 44) das Karibische Meer, den Golf von Mexiko und die der Ostküste Nordamerikas angrenzenden Gewässer bis 40° W-Lg., wobei jedoch die Neufundlandgegend einerseits und die zentralen Teile östlich von den Bermudas anderseits (die Sargassosee) nicht hereingezogen sind. Es werden also zuerst beschrieben die zwei Quellgebiete des Golfstromes sowie der Golfstrom im ursprünglichen Sinne des Wortes, d. h. die

* Man vgl. das Titelbild „Auf blauen Tiefen des Atlantischen Ozeans".

aus dem mexikanischen Golf nach Norden heraustretende Meeresströmung. Die Erscheinungen, die wir in Westeuropa heutzutage als Golfstrom zu bezeichnen pflegen, sollen uns erst bei der Schilderung der sogenannten „Atlantischen Trift" beschäftigen (§ 42).

Wir kennen den Zug nach dem Westen, dem die äquatorialen Gewässer des Atlantischen Ozeans folgen. In WNW-, NW- und NNW-Richtung strömen sie auf den Inselkranz der Kleinen Antillen zu, und was nicht durch die zwischen den einzelnen Eilanden sich öffnenden Passagen in das Karibische Meer hineingelangt, vereinigt sich zu einem an ihrem Außenrand entlang sowie nördlich von Puerto Rico, Haïti und östlich von den Bahamas weiterziehenden, ebenfalls nach Westen gerichteten Antillenstrom. Das Karibische Meer selbst hat, obwohl es Bodentiefen bis zu 5000 m und darüber besitzt, vom offenen Ozean her keine Zugänge, die größere Tiefen als 1700 m aufweisen (S. 108). Somit kann atlantisches Wasser aus größeren Tiefen als 1700 m nirgends in das große Karibische Becken hineingelangen, was zur Folge hat, daß die der Sattel- oder Zugangstiefe von 1700 m entsprechende atlantische Tiefentemperatur von 4.4° bis 4.2° im Karibischen Meere von dieser Schicht ab bis zu den größten Tiefen, bis zum Grunde, gültig ist; draußen über dem freien Ozean beobachten wir in 5—6000 m Tiefe eine Bodentemperatur von nur 2.2° bis 2.5°.

Die Durchfahrten zwischen den einzelnen Kleinen Antillen sind nun nicht bloß verhältnismäßig seicht, sondern auch schmal; ihre Breite beträgt meist etwa nur 30—50 km, und daher herrscht in diesen engen West-Ost gerichteten Passagen ein starker, regelmäßiger Strom nach Westen. Anders in den breiten Durchfahrten zwischen den Großen Antillen. Nach den Ergebnissen jahrelanger, von der amerikanischen Küstenvermessung angestellten Beobachtungen hat man hier mehr hin und her gehende Gezeitenbewegungen des Oberflächenwassers, es fehlt also gerade da, wo dem atlantischen Wasser anscheinend ein freier Eintritt in die Karibische See sich darbietet, ein durchgehender Strom wahrscheinlich deshalb, weil diese Straßen, wie die Windwärts-, die Mona-Passage, einen nordsüdlichen Verlauf quer zur Richtung der Äquatorialströmung aufweisen. Bei dieser Sachlage dürften die in den karibischen Gewässern vorhandenen starken und beständigen Versetzungen nach Westen zu einem erheblichen Teil innerhalb des Karibischen Beckens selbst ihren Ursprung haben, indem sie unter der Wirkung des NO-Passates entstehen; in den großen durch die zentralamerikanische Küste gebildeten Buchten von Honduras und von Limon-Colon kommen auch rückläufige nach Osten gehende Strömungen vor, und in kleinerem Maßstabe beobachtet man die gleiche Erscheinung auch an gewissen Stellen der Südküsten der Großen Antillen.

Der vorherrschende „Zug nach Westen" bleibt aber gleichwohl die charakteristische und wichtigste physische Eigenschaft der Karibischen See; *not a stream, but a sea is in motion* (Pillsbury). Schon 1515 schreibt Peter Martyr nach den Erfahrungen der Spanier: „Man kann die ganze Karibische See mit ihren Strömungen fahrend von Osten nach Westen in 4—5 Tagen durchsegeln. Aber die Rückkehr von da ist infolge des konträren Laufes der Gewässer so mühselig und schwierig, daß es scheint, als ob die Schiffe einen hohen Berg hinaufsegeln und gegen die Gewalt des Neptun selbst ankämpfen müssen." Dieser Zug nach dem Westen kommt in den Temperaturen des Oberflächenwassers nicht zur Erscheinung — denn das Wasser ist überall und in allen Monaten tropisch warm, 25° und mehr —, wohl aber im Verlauf der Salzgehaltslinien. Wir erinnern uns, daß der Salzgehalt der dem Äquator nächsten Gebiete des Atlantischen Ozeans niedrig ist, verglichen mit den mittleren Breiten; es kann nicht wundernehmen,

wenn dies relativ salzarme Oberflächenwasser von der Strömung westwärts bis in die Karibische See hinein verschleppt wird[23] und daher auf großen Flächen Werte des Salzgehaltes von 35.4 bis 35.5 ‰ vorkommen, Werte also, die auch unsre Nordsee nicht selten aufweist. Man hat sich früher vielfach übertriebenen Vorstellungen von gewissen natürlichen Eigenschaften des Golfstromes und seiner Quellgebiete hingegeben: sehr warm, sehr salzig, unübertrefflich tiefblau sollte und müßte sein Wasser sein. Man vergaß, daß alle diese Begriffe günstigenfalls nur relative Richtigkeit beanspruchen können. Für das Karibische Meer gilt jedenfalls, daß sein häufig mißfarben blaugrünes Wasser mittlere Temperaturen von 30° nicht erreicht und Salzgehalte, die denen des Wassers im Roten Meere entsprächen, auch nicht annähernd besitzt. Und so liegen die Dinge auch im

Golf von Mexiko, dem Vorhofe oder Sammelbecken für den Golfstrom. Dies kesselförmig gestaltete Meeresbecken wird vom Wendekreis in zwei annähernd gleich große Hälften geteilt, besitzt also von vornherein schon nicht mehr rein tropische Natur. Während des Winters sinkt die Oberflächentemperatur an der Küste von Texas und vor den Mississippi-Mündungen bis auf 15° und sogar 10°, es kann Luft und Wasser zeitweise hier schon empfindlich kalt werden. Dagegen bleibt im Süden, da, wo zwischen Yukatan und Kuba eine 250 km breite Pforte dem aus der Karibischen See herankommenden Wasser sich öffnet, auch im Winter die Temperatur über 25° und beträgt der Jahresdurchschnitt 27°. In dem mexikanischen Golf kommen also an seiner Oberfläche — und auch in der Tiefe — schon recht starke regionale Unterschiede der Wärme vor, die mit den allgemeinen klimatischen Bedingungen ursächlich verknüpft sind. Ein etwaiger Einfluß des Mississippi verschwindet demgegenüber fast völlig, dies sei besonders im Hinblick auf manche absonderliche Golfstromtheorie hervorgehoben; man hat z. B. in nur 150 km Entfernung vom Südpaß seiner Mündungen schon 36.36 ‰ Salzgehalt konstatiert, d. h. ebensoviel wie in den entferntesten, nach Kuba hin gelegenen und sicherlich unbeeinflußten Strecken vorhanden ist. Man vergegenwärtige sich dabei auch, daß der Golf von Mexiko dem Areale nach dreimal so groß wie das Deutsche Reich ist.

Durch die Yukatanstraße strömt das wie in einen Schlauch zusammengepreßte Wasser aus der Karibischen See herein in den Golf und verbreitert sich nun fächerförmig nach allen Seiten, an lebendiger Kraft der Bewegung in der Richtung nach Norden schnell verlierend. Es entspricht dem Charakter eines Staubeckens oder Sammelbehälters, daß im Golfe von Mexiko durchgehende Strömungen, auf die man mit einiger Sicherheit rechnen könnte, anscheinend nicht vorhanden sind; immerhin mag das Oberflächenwasser die Neigung haben, den Golf im Sinne der Uhrzeigerbewegung zu umkreisen[24]. Sehr entschieden tritt dann in der Südostecke des Golfes der zur Floridastraße gerichtete Strom in die Erscheinung, zuerst auf der kubanischen, dann auch auf der Floridaseite, und er gewinnt von Kilometer zu Kilometer an Geschwindigkeit, je weiter er im Engpaß zwischen Florida und den Bahama-Bänken vorwärts gelangt. Hier stehen wir an der Geburtsstätte des

Golfstromes im engeren Sinne des Wortes oder, wie er bis Benjamin Franklin* (1770) hieß, des Floridastromes. Eine reizvolle Aufgabe ist es, die Geschichte der allmählichen Erforschung des Golfstromes zu schreiben, den Wechsel der Anschauungen

* Siehe die Karte auf S. 25.

über diese Naturerscheinung in Wort und Kartenbild festzulegen, wie es der deutsche Gelehrte Kohl[25] 1868 und der amerikanische Seeoffizier Pillsbury[26] 1890 unternommen haben. Die erste Kunde verdankt man den Spaniern, insbesondere Ponce de Leon, der 1513 den Golfstrom von den Bahamas hinüber nach Florida gequert hat, und dann dem Piloten des Cortes, dem vielbefahrenen Alaminos, der 1519 als erster in vollem Überblick der Sachlage mit bewußter Absicht Nutzen aus der Strömung zog und den naturgemäßen Rückweg nach Europa der Schiffahrt eröffnete, indem er aus der Floridastraße nach Norden heraus segelte (S. 9). Wissenschaftlich erforscht wurde der Floridastrom hauptsächlich von den Amerikanern seit der Mitte des 19. Jahrhunderts, und die Namen solcher Männer wie Bache, Bartlett, Sigsbee, Agassiz und Pillsbury werden immer in ruhmvoller Verknüpfung mit ihm genannt werden. Jahrzehntelang sind die amerikanischen Vermessungsfahrzeuge in den westindischen Gewässern tätig gewesen. Die Arbeitsmethode Pillsburys ist nautisch-technisch hochinteressant und bisher nicht wiederholt; der 45 m lange Dampfschoner „Blake“ wurde auf Tiefen von mehreren Tausend (!) Meter verankert, und dann wurde von diesem mitten im Meere geschaffenen festen Punkte Richtung und Stärke der Strömung stunden- und tagelang gemessen.

„Der Mensch steht staunend und seiner Nichtigkeit bewußt vor Naturwundern wie dem Hochgebirge, den Eisbergen, den Urwäldern, den Wasserfällen; er hat eine unmittelbare Vorstellung von der Gewalt der Sturmsee, die Feuertürme wegwaschen kann und den großen Ozeandampfer wie einen Kork hin und her wirft. In einem auf dem Rücken des Golfstromes treibenden Schiffe sieht und merkt man nichts von der Strömung; aber sobald das Fahrzeug weit außerhalb jeglicher Küste in tiefem Wasser verankert ist und nun in mächtigem, wirbelndem Lauf der Strom mit Meilengeschwindigkeit am vibrierenden Ankerstahlseil und am gierenden Schiffe vorbeizieht Tag für Tag und Nacht für Nacht, dann geht wohl einem jeden das Auge auf auch für die über alle Vorstellung erhabene Größe des Golfstromes.“ (Pillsbury.)

Nicht weniger als 1100 Stunden hat die „Blake“ an der engsten, zwischen Floridas Ostküste und dem Westrande der Bahamas gelegenen Stelle beobachtet; das Profil von dem Fowey-Felsen hinüber nach Gun Cay hat bei 44 Seemeilen oder 80 km Breite eine größte Tiefe von rund 700 m. Die Linie der größten Geschwindigkeit der hier reine Nordrichtung verfolgenden Strömung liegt 20 km im Osten von Fowey, somit der Floridaseite viel näher als der Bahamaseite (Fig. 51). Längs dieser Achse werden Durchschnittsschnelligkeiten von 80 Sm in 24 Stunden oder 6.2 km in der Stunde gleich 1.7 m in der Sekunde erreicht, und diese mittleren Werte steigen nicht selten bis auf 2.1 bis 2.5 m per Sekunde oder 120 Sm per Tag, so daß ein Schiff, das hier mit festgemachten Segeln allein dem Strom sich anvertraut, leicht um 200 km in 24 Stunden vom fließenden Wasser fortgetragen wird. Ein Vergleich mit Festlandsströmen: der Rhein bei Coblenz bringt es durchschnittlich auch nur auf 1.7 m per Sekunde, und für die Donau bei Wien wird zu Hochwasserzeiten eine Geschwindigkeit von 2 m pro Sekunde angegeben, ein Betrag also, der nicht unerheblich hinter der Maximalleistung des Floridastromes zurückbleibt. Um den Vergleich aber auf die richtige, räumliche Grundlage zu stellen, müssen wir uns dabei vergegenwärtigen, daß die genannten Ströme des Festlandes nur eine Breite von etwa 300 m (gegenüber 80000 m des Floridastromes) und eine Tiefe von vielleicht 3 m (gegenüber 700 m in der Meeresstraße) aufzuweisen haben. — Wie in einem Flußbett, so sind nun auch im Profil unsrer Meeresströmung die Triftgrößen je nach der Lage verschieden, und zwar nimmt im allgemeinen nach den Küsten und nach der Tiefe hin die Schnelligkeit ab

(Fig. 51). Schon in 300 m Tiefe herrscht nur die Hälfte der Oberflächengeschwindigkeit, und nahe dem Boden der Floridastraße in 600—700 m ist die Bewegung, nach den amerikanischen Forschungen zu schließen, auf den zehnten Teil der Oberflächenbewegung gesunken, so daß das Grundwasser nur um etwa 15 km in 24 Stunden vorwärts geschoben wird. An den Rändern sind die Triftgrößen auch der oberen Schichten durchweg gering; dies geht soweit, daß man in der Nähe der Riffe der Floridaseite Stillwasser und sehr häufig sogar eine nach Süden gerichtete Gegenströmung antrifft: eine Tatsache, die begreiflicherweise für die Schiffahrt bedeutsam und von südwärts bestimmten Fahrzeugen sorgfältig ausgenutzt wird. Pillsbury hat berechnet,

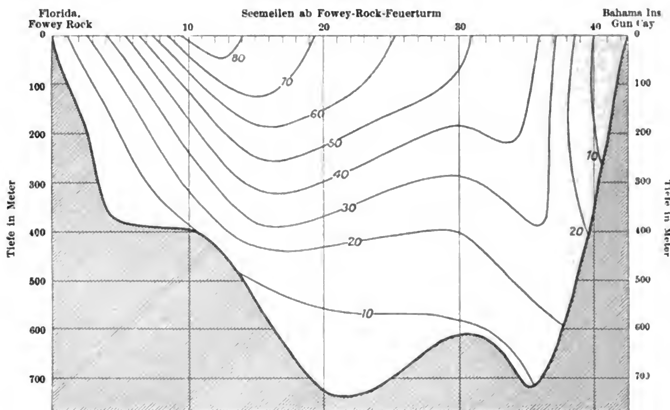


Fig. 51.

Der Golfstrom in den Engen von Florida:
Kurven der Geschwindigkeit in Seemeilen pro Tag.

80 Sm	in 24 Std.	= 6.2 km	in 1 Std.	= 1.7 m p. Sek.	40 Sm	in 24 Std.	= 3.2 km	in 1 Std.	= 0.9 m p. Sek.
70 „	„ 24 „	= 5.4 „	„ 1 „	= 1.5 „ „ „	30 „	„ 24 „	= 2.4 „	„ 1 „	= 0.7 „ „ „
60 „	„ 24 „	= 4.6 „	„ 1 „	= 1.3 „ „ „	20 „	„ 24 „	= 1.5 „	„ 1 „	= 0.4 „ „ „
50 „	„ 24 „	= 3.9 „	„ 1 „	= 1.1 „ „ „	10 „	„ 24 „	= 0.7 „	„ 1 „	= 0.2 „ „ „

daß in jeder Stunde durch die Floridaenge 90000 Millionen Tons Wasser strömen; die in diesem Seewasser enthaltene Salzmenge ist so groß, daß die Ladefähigkeit aller Schiffe der Welt auch nicht annähernd ausreichen würde, sie aufzunehmen.

Und wie steht es mit den Wärmeverhältnissen dieser Wurzel des Golfstromes? Zieht der warme Strom in den Engen zwischen Floridas Ostküste und den Riffen der westlichen Bahamas wie eine geschlossene Masse von oben bis unten warmen Wassers hinaus in den freien Ozean? Dies ist nicht der Fall (Fig. 52); nur seicht, etwa 150 m mächtig, ist die obere mehr als 20° warme Schicht, in 400 m haben wir rund 10° Temperatur und am Boden erreicht das träge hinströmende Wasser nur mehr 7°. Die

Wärmeschichtung in dem Floridastrom entspricht annähernd der des angrenzenden mexikanischen und karibischen Meeres, und von einer besonderen Anreicherung abnormer Wärmemengen kann also nicht die Rede sein. Ebensowenig erreicht sein Salzgehalt, der für die ganze Strecke von Kuba bis zur Höhe von New York an der Oberfläche auf 36.0 bis 36.5‰ zu beziffern ist, besonders hohe Beträge; denn weiter östlich, im Bereiche der Sargassosee, kommen erheblich höhere Werte zur Beobachtung. Gewiß führt endlich der Golfstrom blaues Wasser, aber sein Blau dürfte nicht den Höhepunkt der in manchen andern Teilen des Atlantischen Ozeans vorhandenen Blaufärbung erreichen, vielmehr wesentlich eine Kontrastwirkung sein zu dem grünblauen und grünen

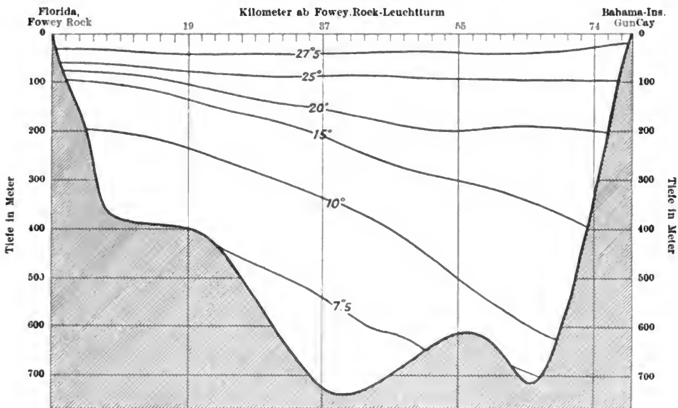


Fig. 52.

Der Golfstrom in den Engen von Florida: Temperaturverteilung.

Wasser, das an seiner linken Kante lagert, also da, wo die Flachseezone oder der Schelf des amerikanischen Kontinentes beginnt (Tafel VIII).

Für die geographische Begrenzung des Golfstromes auf seinem weiteren Verlauf im freien Ozean ist zunächst die Tatsache wichtig, daß er im allgemeinen — besondere Wetterlagen, wie z. B. auflandige SO-Stürme ausgenommen — den Kontinentalsockel oder die Küstengebiete von weniger als 200 m Tiefe nicht betritt; er meidet die breite von Florida ab die Ostküste Amerikas begleitende Flachseebank, die Untiefen südlich von Neuschottland und die große Neufundland-Bank. Dies läßt von vornherein vermuten, daß auch auf dieser Strecke seine Mächtigkeit größer ist als 200 m; welchen Betrag sie erreicht, sollen uns nachher die Tiefseetemperaturen lehren. Wichtig erscheint ferner die Beobachtung, daß nach Norden hin von Breitengrad zu Breitengrad mehr und mehr der Charakter eines Flusses im Meere verloren geht; zwar kommen überall noch, erst häufig, dann nur gelegentlich, Geschwindigkeiten von 60, ja 70 See-

meilen pro Tag vor, aber auf ein einheitliches Strömen nach einer Richtung darf der Schiffer nicht mehr rechnen[87]. Dies gilt besonders von der Außenkante oder rechten Flanke des Golfstromes; während seine Innenseite, d. h. der westliche Rand hinsichtlich Temperatur, Salzgehalt, Farbe, Bewegungsrichtung meist scharf abgegrenzt ist gegen den untermeerischen Kontinentalsockel, wird seine Außenseite oder die östliche und südöstliche Flanke unscharf, die Grenzen sind sozusagen verwaschen, andauernden leichten oder starken Verschiebungen unterworfen und häufig von geradezu rückläufigen Wasserbewegungen eingenommen. Wenn z. B. der deutsche Kabeldampfer „von Podbielski" Ende Juni 1902 auf rund 40° N-Br. und 55° W-Lg., etwa 400 km südlich von der Südkante der Neufundland-Bank, drei Tage hintereinander starke Versetzungen nach Osten von 57, 48 und 32 Seemeilen in je 24 Stunden findet, dann aber mit einem Male um 53 Seemeilen nach Westsüdwesten sich zurückgetrieben sieht, so ist dies ein ganz gewöhnliches Vorkommnis; es scheint, als ob in dem Hauptstromstrich nach Osten und Nordosten geführtes Wasser zeitweise und lokal, zumal an der (südöstlichen) Außenseite der Strömung, zurückgesaugt würde, gewissermaßen zum Ersatz der vorwärts geschobenen Wassermassen. Diese Erscheinungen sind auch auf der Stromkarte (Tafel XVI) angedeutet.

Schon mit dem Verlorengehen einer bestimmten Bewegungsrichtung und mit dem Aufhören eines ständigen Fließens schwindet die Möglichkeit, den Golfstrom auch nur auf seiner ersten Strecke im offenen Atlantischen Ozean noch mit Festlandsströmen in eine Vergleichslinie zu setzen, ganz abgesehen von den überhaupt nicht mehr vergleichbaren räumlichen, d. h. Größenverhältnissen. Hinzu kommt, daß nun eigenartige Unterschiede der Temperatur des Oberflächenwassers auftreten, über die viel beobachtet und geschrieben ist, deren Natur aber noch nicht ganz geklärt erscheint. Wenn die Amerikaner von einer Bänderung des Golfstromes sprechen, so meinen sie damit die warmen und kalten Streifen oder Bänder, in die der Strom sich teilt, gewissermaßen auseinander fasernd. Für die Strecke vom Ausgang der Floridastraße bis zur Höhe etwa von New York, oder sagen wir bis rund 40° N-Br., dürfte, weil die Temperaturunterschiede zwischen den warmen und kalten Bändern nur gering sind (etwa 2 bis 3°) und Salzgehaltsunterschiede wohl gar nicht auftreten, lediglich eine Verschiedenheit der Geschwindigkeiten der einzelnen Stromfäden die Ursache sein und somit der Golfstrom, wenn er auch zu zersplittern beginnt, doch im wesentlichen nur tropisches Wasser führen. Anders weiter im Norden, in der Nähe der aus dem St.-Lorenz-Golf und der östlich von Neufundland herabkommenden polaren Gewässer: hier fallen kalte Strömungen dem Golfstrom mit Erfolg in seine linke Flanke, sie schieben ihr oft eisiges und salzarmes, grünlich verfärbtes Wasser hinein in die blauen warmen Fluten des Südens, und auf weite Strecken hin wird krasser Wechsel der Temperaturen die Regel. Wie diese hochinteressanten Verhältnisse auch auf das Luftmeer wirken durch das Erscheinen der Nebel, welch verschiedenartige Gegensätze zwischen Wasser und Luft je nach Jahreszeit und Örtlichkeit in dieser für die transatlantische Schiffahrt von jeher kritischen Zone hierdurch bedingt werden, das werden wir an einzelnen Beispielen später sehen (§ 41, 58, 59). Wir fassen jetzt, um das Bild des Golfstromes der amerikanischen Ozeanhälfte zu einem Abschluß zu bringen, noch eine Eigenschaft in das Auge und fragen nach den physikalischen Verhältnissen der Tiefwasserschichten, im besonderen also nach der Mächtigkeit des Stromes.

In den Engen von Florida fanden wir (S. 168) nach den amerikanischen Messungen

alles Wasser von oben bis unten in Bewegung, wenn auch mit sehr verschiedener Schnelligkeit; die Mächtigkeit des Golfstromes beläuft sich also dort auf 700 m. Unter den mittleren geographischen Breiten von 30° und 40° N. fehlen direkte Angaben für die Mächtigkeit; wir können sie nur aus einer sorgsamen Betrachtung der Tiefseetemperaturen erschließen. Ihre Vereinigung in einem thermischen Profil (Fig. 53) zeigt, wenn wir die Kaltwasserzone nahe dem Lande bei Kap Hatteras außer acht lassen, eine starke Schicht auffällig geringer vertikaler Temperaturänderung für die Tiefen von 150 bis 700 m — die einzelnen Temperaturlinien liegen weit voneinander ab; eine zweite solche Schicht, die in der Figur nicht zur Darstellung kommt, beginnt mit rund 1000 m Tiefe. Dagegen erscheinen zwischen 700 und 1000 m viele Isothermen zusammengedrängt, so z. B. unter 70° und unter 60° W-Lg. Offenbar findet zwischen 700 m

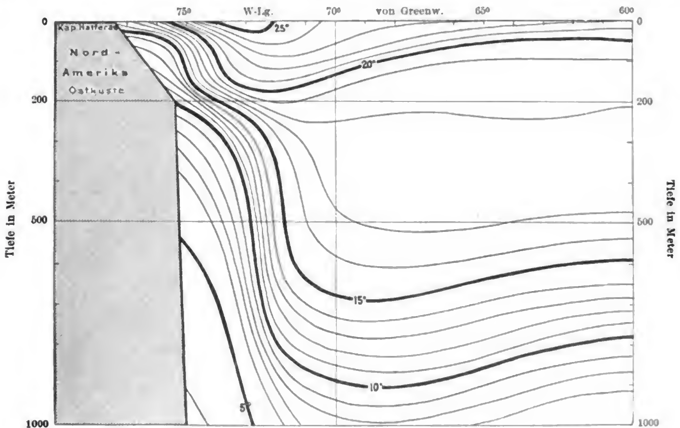


Fig. 53.

Temperaturen im Golfstrom östlich von Kap Hatteras (36° N-Br.).

Golfstromtemperaturen °C.

Tiefe in m	in der Floridastraße (26° N-Br.)	östlich von Kap Hatteras (36° N-Br.)
0	28°	25°
100	24°	24°
200	15.5°	21.5°
400	10°	18°
600	8°	15°
800	6° *	14°
1000	5° *	9°

* Aus dem Golf von Mexiko.

und 1000 m der Übergang vom relativ warmen Golfstromwasser zur unbeeinflußten atlantischen Tiefsee statt. Hiernach hätten wir auch in diesen höheren geographischen Breiten eine Mächtigkeit oder Tiefe der Strömung, die der an der Tropengrenze vorhandenen nicht nachsteht. Dies ist überraschend und findet seine volle Beleuchtung dann, wenn wir die Temperaturen als solche betrachten und sie mit denen gleicher Tiefe in der Floridastraße in Verbindung setzen (s. Tabelle auf S. 171).

Von der obersten Schicht bis etwa 100 m abgesehen, besitzt also der Golfstrom in der Tiefe, besonders zwischen 200 und 800 m, unter 36° N-Br. einen bedeutend größeren Wärmeinhalt als unter 26° N-Br. Offenbar schließen sich aus der warmen Sargassosee von Südosten her ganz bedeutende Zuflüsse dem Regime des Golfstromsystems an. Und dies ist in der Tat nach der übereinstimmenden Ansicht amerikanischer und europäischer Forscher der Fall. Es würde vollkommen unmöglich sein, die ganze riesige Summe der Wärmemengen, die im Golfstrom tatsächlich beobachtet werden, lediglich aus der Floridastraße herzuleiten: die Gewässer nördlich von den Großen Antillen, östlich von den Bahamas vielleicht bis zu den Bermudas hin, setzen sich alle unter der Triebkraft des Passates nach Westen und Nordwesten und Norden in Bewegung und schließen sich endgültig dem Floridastrome an. Der Anteil dieser Gewässer des offenen Atlantischen Ozeans an der Bildung des Golfstromes dürfte sogar um mehrere Male größer sein als der aus dem Mexiko-Golf stammende Teil; wenn dem so ist, darf man mit Berechtigung von einem atlantischen Strom schlechtweg sprechen, und man meint damit im besonderen die Warmwassertrift, die, ihrer kinetischen Energie zwar schon ziemlich ledig, aber in ihrem Wärmeinhalt nur wenig geschmälert, die europäischen Küsten bespült.

§ 41. Die amerikanischen Kaltwassergebiete.

Das Charakteristische, man möchte fast sagen das Tragische in dem Verhältnis zwischen Amerika und dem Golfstrom liegt darin, daß Amerika, obwohl der Golfstrom ein Kind der amerikanischen Tropen ist, doch kaum irgendeines Anteils an den Segnungen dieses Warmwasserstromes sich erfreut. Wohl fließt er in der Nähe der Ostküste nordwärts, aber die Winde wehen während des größten Teiles des Jahres, besonders während des Winters, wo das kalte Innere des Kontinents einer Erwärmung am meisten bedürfte, von Nordwesten und Südwesten aus dem Lande heraus, und die milden Lüfte über dem Golfwasser gelangen daher nur selten hinein in die Union. Mehr als das noch: es schiebt sich keilförmig, die Küsten von Labrador, Neufundland, Neuschottland umsäumend, bis in die Subtropen bei Kap Hatteras und südlicher ein Band kalten Wassers zwischen das Festlandsgestade und den Golfstrom, eine kalte Mauer, der *cold wall*. Überdeckt im südlichen Teil dieser Zone das kalte Wasser im wesentlichen die flachen Randgebiete — ohne streng daran gebunden zu sein —, so wird im nördlichen Teile, sagen wir nördlich vom neufundländischen Kap Race, das Kaltwasserbereich immer breiter und beherrscht schließlich in der Davis-Straße und in der Baffin-Bai nahezu die ganze Breite dieser Gewässer. Nur klein ist zwar der Anteil der amerikanischen Küstenregion am Areal des gesamten Atlantischen Ozeans (4.4 %), aber mächtig ihr Einfluß auf Witterung, Klima, Fischerei und Großschiffahrt. Das wichtigste, vom Golfstrom trennende Moment liegt, wie es schon in der für die Region gewählten Bezeichnung zum Ausdruck gebracht wird, in den

Temperaturverhältnissen. Scharf, zumal in den Wintermonaten, verläuft die Grenze zwischen Golfstrom und dem kalten Wall. Auf 10 bis 15 km Entfernung können wir Wärmeunterschiede von 10° bis 15° beobachten, und der mit Personenzuggeschwindigkeit fahrende Schnelldampfer tritt oft genug innerhalb des Zeitraumes einer Viertelstunde aus etwa 20° warmem, blauen Wasser hinein in eiskalte, grünlich erscheinende Fluten, in denen die Quecksilbersäule des Thermometers auf 10° und 5° herabsinkt. Es werden Fälle berichtet, daß das Vorderschiff in der einen, das Hinterschiff in der andern Wasserart sich befunden haben soll. Die nebenstehende Figur 54 zeigt die Beobachtungen des Bremer Lloyd-Schnelldampfers „Kronprinz Wilhelm“ auf einer Reise nach New York im Mai 1907. Die Flachseegebiete von Sandy Hook an Nantucket-Feuerschiff vorbei bis zur Außenseite des Kontinentalsockels und darüber hinaus hatten die niedrigen Temperaturen von 6 bis 8°. Dann stieg die Temperatur; in 64° W-Lg. strömte schon Golfstrom-Wasser von mehr als 20°, doch schob sich in 62° W-Lg. wieder ein schmales Band eiskalten Wassers (Minimum 6.8°) ein, und so hielt der unruhige Wechsel von Warm und Kalt an bis jenseit der Ostkante der Neufundland-Bank. Dies Beispiel ist typisch, es stellt keinen Ausnahmezustand dar; immer von neuem brechen aus dem Norden kommende Kaltwasserstreifen in die Flanke des Golfstromes, wobei allerdings die geographische Lage der verschiedenen Streifen und der Betrag der höchsten und niedrigsten Temperaturen je nach den Monaten stark wechselt.

Im vieljährigen Durchschnitt vereinfacht sich das Bild; die Isothermen (Tafel X/XI) drängen sich aber auch in diesem Falle mächtig aneinander, besonders bei Kap Hatteras und dann wieder unter 50° W-Lg. auf rund 42° N-Br. Was im Jahresmittel kälter als 15° ist, darf zur amerikanischen Kaltwasserzone gerechnet werden; vor St. John, jenem bekannten kleinen Zufluchtshafen an der Südostküste Neufundlands, geht der Jahresdurchschnitt der Meerestemperatur auf das erstaunlich niedrige Maß von 2 bis 3° herab, und dies unter der geographischen Breite von Süddeutschland!

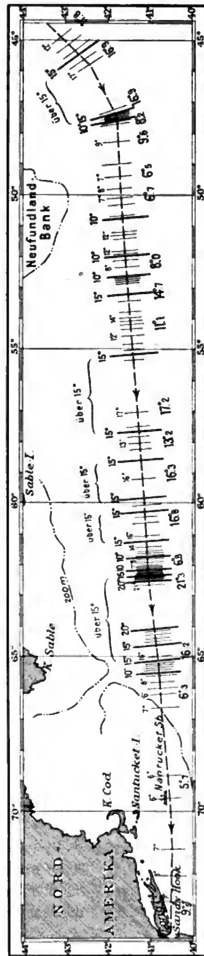


Fig. 54.

Temperatursprünge des Oberflächenwassers zwischen New York und der Neufundland-Bank im Mai 1907.

Nach Beobachtungen des Schnelldampfers „Kronprinz Wilhelm“.

Immerhin erwärmt sich im Sommer die Oberfläche dieser amerikanischen Küstenregion recht erheblich, wie denn überhaupt hohe Beträge der Jahresschwankung eine wichtige Eigenschaft der Gegend darstellen; im August erreichen z. B. die Gewässer vor und in dem St.-Lorenz-Golf, der während eines großen Teiles des Jahres einem Eiskeller nicht unähnlich ist, die Wärmegrade etwa unsrer Nordsee (15°), und Temperaturen von 3°, 4°, 5° werden um diese Zeit selbst noch unter dem Polarkreis in der Davis-Straße angetroffen.

Auch die Tiefen der amerikanischen Kaltwasserzone nehmen Teil an den wichtigsten der geschilderten Wärmeverhältnisse; die niedrigen Temperaturen gelten auch für die tieferen Schichten, zumal in der Nähe der amerikanischen Küste. In dieser Hinsicht ungemein überzeugend dürften nachstehende Messungsreihen von zwei Stationen sein, die nur etwa 260 km in Nord-Süd-Richtung voneinander entfernt liegen unter der geographischen Länge von Halifax, und zwar die nördliche Station eben außerhalb der 200-m-Tiefenlinie, die südliche Station aber schon mitten im Golfstrom. Daß die Messungen an den beiden Orten zeitlich nur um zwei Tage (Mai 1873) auseinander liegen, erhöht ihre Vergleichbarkeit.

°Celsius

Breite	Länge	0	50	100	150	200	400	600	800	1000	1500 m	Boden
42° N	64° W	7.2	7.3	7.4	7.3	7.1	4.9	4.0	3.8	3.7	3.2	2.3° in
40° N	63° W	19.6	18.9	18.7	18.3	18.2	17.3	15.4	10.6	6.7	3.8	4–5000 m Tiefe
Differenzen		*12.4*	*11.6*	*11.3*	*11.0*	*11.1*	*12.4*	*11.4*	*6.8*	*3.0*	*0.6*	*0.0*

Welch enorme Unterschiede, bis 600 m Tiefe unverändert zwischen 11° und 12°, offenbaren sich hier! Es wird zugleich noch wieder* ersichtlich, daß der Golfstrom auch in diesen Breiten eine Mächtigkeit von mindestens 800 m haben muß — denn in diesem Niveau ist sein Wasser noch um rund 7° wärmer als das eben nördlich davon lagernde, während von 1000 m ab die Differenzen im Wärmegehalt beider atlantischen Regionen schnell und erheblich sich mindern. — Die amerikanische Kaltwasserregion rechnen wir von etwa 35° N-Br. (Kap Hatteras) bis hoch hinauf in die nördlichsten Winkel der Baffin-Bai, also bis 75° N-Br. und mehr. Da ist es natürlich, wenn auch innerhalb der Zone selbst regionale Temperaturunterschiede immerhin bemerkbar werden; die fünf nebeneinander gestellten Reihen der folgenden Tabelle sollen sie veranschaulichen.

In den obersten hundert Metern Tiefe belaufen sich demnach die Temperaturunterschiede zwischen dem Südzipfel und dem Nordzipfel der Region auf nur 10° bis 12°, bei einem Breitenunterschied von 38° und bei einem horizontalen Abstand von schätzungsweise 6000 km. Dieser Abstand entspricht beinahe der Luftlinienentfernung zwischen dem europäischen Nordkap und dem Tschadsee. Die Wärmeunterschiede sind also vergleichsweise recht gering. Noch deutlicher tritt die natürliche Einheit der Region in den 600 m überschreitenden Tiefen hervor: da begegnen wir mindestens von der Davis-Straße ab südwärts einer überraschend gleichmäßigen Temperierung, die zwischen 3° und 4° liegt und auch bis in die großen Tiefen von 2000 m hin fast ganz

* Vgl. S. 171/172.

°Celsius

Station		1	2	3	4	5
Zeit		April/Mai 1883	Mai 1873	Juni 1895	Juli 1895	Juli 1883
Ort		37° N 74° W	42° N 64° W	58° N 45° W	67° N 57° W	75° N 67° W
Gegend		Zwischen Kap Hatteras und Kap Henry	Südlich von Halifax	Bei Kap Farvel	In der Davis-Straße	Smith-Sund, Melville-Bucht
Tiefe in Meter	0	12.7	7.2	6.1	2.6	0.4
	50	12.2	7.3	4.5	— 0.4	— 1.1
	100	9.9	7.4	4.6	— 0.9	— 1.2
	150	9.0	7.3	4.4	— 0.7	?
	200	8.4	7.1	4.2	0.5	0.0
	400	6.2	4.9	3.7	3.2	0.9
	600	5.0	4.0	3.2	(3.9)	?
	800	4.3	3.8	3.1	—	?
	1000	4.1	3.7	3.1	—	— 0.1(?)
	1500	4.0	3.2	3.0	—	?
	Boden	—	2.3	1.4	3.9 in 599 Meter	—

unverändert bleibt. Es ist wirklich ein „kalter Wall“, der sich einschnürend an die Ostküsten Nordamerikas wie ein Panzer legt. Der nächstliegende Gedanke zur Erklärung dieser Verhältnisse in ihren großen Zügen wäre die Annahme einer geschlossenen, einheitlichen, auch tiefgehenden Kaltwasserströmung von Norden um das neufundländische Südostkap herum nach Südwesten, doch dürfte eine solche Annahme nur teilweise dem entsprechen, was tatsächlich über die

Strömungen der Region[28] beobachtet ist. Die kalte Südströmung findet sich zunächst an der Westseite der Davis-Straße und an der Ostküste von Labrador; sie zieht dann quer vor der Belle-Isle-Straße vorüber weiter nach der Ostküste Neufundlands. Wie scharf ausgeprägt schon in der Temperatur dieser Labradorstrom sein kann, zeigt die Mitteilung eines deutschen Dampfers, der im Juli 1890 in der Belle-Isle-Straße 8 Uhr abends eine Wasserwärme von 12.0° ermittelte, 3 Stunden später und 55 km weiter nach Osten, außerhalb der Straße, nur 2.7° beobachtete. Der kalte Strom hält sich in der Hauptsache an das tiefe Wasser östlich von der Neufundland-Bank und stößt endlich in rund 42° N-Br. zwischen 50° und 45° W-Lg. mit dem Golfstrom unter einem rechten Winkel zusammen. Wer einmal das herrliche Schauspiel gesehen hat, wie die grauen, milchig-trüben, kalten und darum schweren Fluten der Rhone an ihrer Einmündung in den Genfer See förmlich verschluckt werden von dem warmen, leichten, tiefblauen Wasser des Sees, indem sie dem Gesetz der Schwere folgend augenblicklich untersinken, der zweifelt nicht daran, daß auch der kalte Labradorstrom des Atlantischen Ozeans ein ähnliches Ende durch Hinabtauchen unter den warmen Golfstrom findet; immerhin mögen einzelne kalte Stromfäden nach westlicher Richtung auch an der Meeresoberfläche noch vorwärts dringen. Im ganzen bleibt die Neufundland-Bank selbst frei von durchgehenden Strömungen; für die kalten Gewässer südlich von Neuschottland und an der Ostküste der nördlichen Unionstaaten eröffnet sich eine ergiebige Kaltwasserquelle in dem Abfluß aus dem St.-Lorenz-Golf durch die Cabot-Straße. Nicht ausgeschlossen erscheint auch, daß die niedrigen Temperaturen nahe an Land teilweise durch vertikale Bewegungen, also durch Auftrieb aus der Tiefe mit zustande

kommen, da im Winter ablandige Winde sehr häufig sind und der weit draußen entlang ziehende Golfstrom eine saugende Wirkung ausüben wird.

Eine wichtige Eigenschaft, geradezu ein Kennzeichen für das den eben geschilderten Bewegungen zuzurechnende Wasser erblicken wir nun in dem niedrigen Salzgehalt, der unter dem Betrage von 35 ‰ bleibt und meist bis auf 32, ja 31 ‰ herabgeht, wenigstens an der Oberfläche. Als so sicher darf dies Kennzeichen gelten, daß man schon vorgeschlagen hat, im Nebel oder bei sonst unsichtigem Wetter und unsicherem Schiffsort aus der Bestimmung des Betrages des Salzgehaltes einen Rückschluß auf die Stelle, wo das Schiff sich befindet, in diesen Grenzgewässern zweier Strömungen herzuleiten.

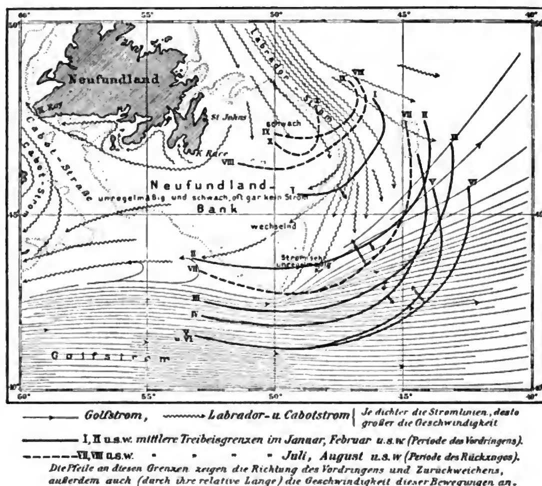


Fig. 55.

Strom- und Eisgrenzen bei der Neufundland-Bank.

(Nach dem Dampferhandbuch für den Atlantischen Ozean.)

Die östliche Hälfte des Gebietes der Davis-Straße, ja auch die mehr südöstlich zum offenen Ozean hin sich erstreckenden Flächen nehmen, obwohl sie nicht gut anders als zur amerikanischen Kaltwasserregion gerechnet werden können, eine gewisse Sonderstellung ein, da in ihnen die für die westlichen Strecken geschilderten physikalischen Verhältnisse nur noch in recht geringem Maße gelten. Wenn im August vor dem Eingang zur Hudson-Straße auf 60° N-Br. die Wassertemperatur nur bis 3° kommt, so erhebt sie sich bei Kap Farvel unter gleicher Breite in diesem Monat meist bis auf 6°, 7°, und so erscheinen durchweg die der Westküste Grönlands anlagernden Ozeanstrecken begünstigt gegenüber den amerikanischen. Sehr scharf wird dieser Gegensatz auch in den klimatischen Verhältnissen der Zone sich herausheben (§ 61). Man nimmt an, daß vergleichsweise warmes, atlantisches Wasser von Südosten her an der Ostseite des Davis-Straßen-Gebietes hereindringt[29] sowohl an der Oberfläche

— und hiermit ist die relative Eisfreiheit Westgrönlands verknüpft — als auch, und zwar besonders, in den tieferen Schichten. In der Tat, wenn wir die Temperaturreihen von S. 175 noch einmal nachschlagen, so kann uns der warme Unterstrom nicht entgehen: bei Stat. 4 lagert obenauf bis in 100, 150 m Tiefe Wasser mit Wärmegraden unter 0°, dann aber steigt die Temperatur bis 3 und 4°, ganz abweichend von dem, was sonst im offenen Ozean die Regel ist. — Allen diesen Vorstellungen fügen sich die

Eisverhältnisse[30] harmonisch ein. Eine der wichtigsten Tatsachen im Bereiche des Atlantischen Ozeans überhaupt dürfen wir darin erblicken, daß alljährlich auf einer Breite, die derjenigen von Neapel entspricht, drüben in den neufundländischen Gewässern Eisberge, Eisschollen, Packeismassen, kurzum Treibeismassen erscheinen, die im Labradorstrom südwärts schwimmen. Was dies für den transatlantischen Weltverkehr bedeutet, zu welchen Maßregeln diese Erscheinung zwingt, werden spätere Zeilen erläutern (§ 70). Für den Seemann wird treibendes Eis in jeder Form gefährlich; schon eine einzelne große Scholle vermag seinem Fahrzeug ein verhängnisvolles Leck beizubringen. Der Geograph unterscheidet zweierlei Arten von Eis, nämlich das aus Meerwasser hervorgegangene Feldeis und das von Gletschern, also von Süßwassereis stammende Bergeis, so genannt, weil es meist in der Form mehr oder weniger großer Eisberge auftritt; natürlich können Bruchstücke von Gletschereis oder Bergeis auch sehr klein sein, und dann wird das äußere Ansehen der Treibeismassen manchmal nicht ohne weiteres den Ursprung verraten.

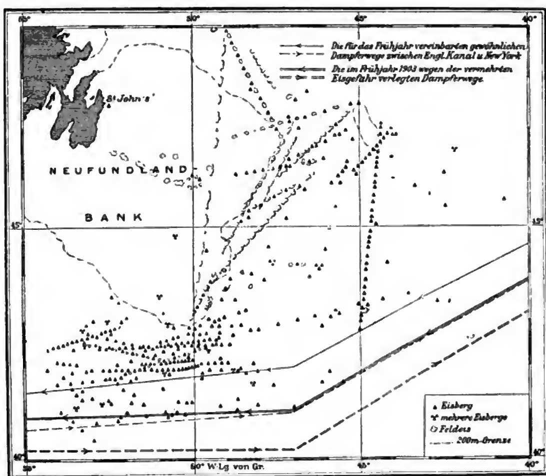


Fig. 56.
Die Treibeisverhältnisse bei der Neufundland-Bank im Frühjahr 1903 (einem sehr eisreichen Jahr).

Das bis auf die Neufundland-Bank herabkommende Feldeis stammt hauptsächlich aus den Fjorden und von den Küsten Labradors, wo die schweren ablandigen Winde

der Monate Dezember und Januar es in Bewegung setzen; es taucht nach kurzer Reise schon im Februar im Bereich der Schiffahrtswege auf und erreicht in diesem Monate sofort auch den Höhepunkt hinsichtlich der Menge. Meist niedrige Scholleneismassen schieben sich, von Wind und Strom getrieben, hin und her; nur ¹/₉ bis ¹/₁₀ ihres Volumens ragt über das Wasser heraus. Dies Meerwassereis betritt ohne weiteres auch die flachen Gründe der Neufundland-Bank. Anders das Bergeis. Hoch im Norden, nördlich noch von 70° Breite, in den innersten Buchten der westgrönländischen Fjorde, liegt die Geburtsstätte der Riesenkinder des Inlandeises; diese Eisberge gelangen nach wohl oft jahrelangem Festsitzen in der Küstennähe allmählich in den Südstrom, der sie dann langsam, aber sicher verfrachtet. Meist im Sommer werden die Berge in Grönland frei; sie sind dann den ganzen folgenden Winter unterwegs, erscheinen von März ab auf den häufiger befahrenen Meeresstrecken, und der Höhepunkt ihres Auftretens fällt in die Monate Mai, Juni, Juli. Die Sommermonate führen das ziemlich jähe Ende ihrer Verbreitung durch Schmelzen in den dann besonders warmen Golfstromfluten herbei. Die große Verschiedenheit des jahreszeitlichen Auftretens beider Eisarten veranschaulichen die nachfolgenden zwei aus den Beobachtungen von 18 Jahren abgeleiteten Zahlenreihen:

	Die mittleren monatlichen Eismengen in % der mittleren Jahressumme.											
Monat	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Feldeis	9	35	18	13	14	5	4	2	—	—	—	— } %
Bergeis	1	5	9	8	20	21	19	10	5	2	—	— } %

Die großen Eisberge bleiben ganz vorzugsweise im tiefen Labradorstrom außerhalb der Neufundland-Bank, oder sie stranden an ihrem Ostrand. Die durchschnittliche südlichste Grenze des Treibeises überhaupt verläuft, wie Figur 55 zeigt, von rund 42° N-Br. in 52° W-Lg. nach rund 45° N-Br. in 42° W-Lg.; aber es kommen von Jahr zu Jahr hierin die größten Unterschiede vor. In eisarmen Jahren bleibt das Eis oft nördlich von 45°, in sehr eisreichen gelangt es bis nahe an 40° Breite; ja es ist eine ganze Reihe von Fällen verbürgt, in denen selbst noch auf 39° und 38° N-Br. Eisbergreste gesichtet wurden*, Eis also, das den Hauptstrich des Golfstromes ganz durchquert hatte. Auch weit nach Westen und weit nach Osten versprengte Stücke kommen vor. Ungewöhnlich weit östlich stand eine am 10. Juli 1890 vom deutschen Dampfer „Slavonia" in 48° 53′ N-Br. und 24° 34′ W-Lg. gesichtete, noch etwa 2 m große Eisscholle; sie hatte mehr als die halbe Entfernung von Neufundland bis Westeuropa zurückgelegt. Noch näher, nur rund 550 km von Irlands Südwestküste ab, ist am 25. Juni 1883 durch das Schiff „Blanche" ein 6—9 m aus dem Wasser ragender Eisbergrest auf 48° 40′ N-Br., 15° 22′ W-Lg. gemeldet worden: eine außerordentliche Seltenheit.

Wie sich die Eismengen bei Neufundland und seiner großen Bank in einer eisreichen Saison verteilen, das soll Figur 56 erkennen lassen; wir sehen, daß die Hauptmassen sich an der Südostseite und Südseite der Bank zusammendrängen, müssen aber dabei bedenken, daß im Norden aus Mangel an beobachtenden Schiffen die Eismeldungen hinter der Wirklichkeit zurückbleiben. Die Bank selbst dürfte tatsächlich von großen Eisbergen nur selten besetzt sein; schon die zu geringen Tiefen bedingen es.

* Dies trat z. B. im Frühjahr 1912 ein, in welchem die „Titanic" durch Zusammenstoß mit einem Eisberg auf rund 42° N-Br. und 50° W-Lg. ihren Untergang fand.

§ 42. Die atlantische Trift bis zum Island—Fär Öer-Rücken.

Wenn jemand auf einer Überfahrt vom Englischen Kanal nach New York die Frage stellen würde, wo die europäische Hälfte des Atlantischen Ozeans aufhöre und die amerikanische beginne, so würde bei alleiniger Berücksichtigung der Tiefengestaltung des großen atlantischen Tales etwa der 30. Meridian westlicher Länge als Grenze anzugeben sein, da dieser Meridian mitten auf dem „Rückgrat“, auf der zentralatlantischen Schwelle verläuft. Zieht man auch die natürlichen Verhältnisse des atlantischen Wassers mit heran, so kann die Grenze etwas westlicher, auf rund 40° W-Lg., verlegt werden; denn da beginnt der Golfstrom fühlbare, größere Geschwindigkeiten zu entwickeln[31], da beginnen die thermischen mit der Labradorströmung verbundenen Gegensätze nach Raum und Zeit in unverkennbarer Weise aufzutreten. Dem amerikanischen Kaltwassergebiet der mittleren und höheren Breiten können wir ein europäisches Warmwassergebiet gleicher geographischer Breiten gegenüberstellen, mit der Grenze in rund 40° W-Lg.; es ist die Zone der Golfstromtrift oder der atlantischen Trift (S. 135). Im Süden nehmen wir etwa 40° N-Br. als Grenze, weil daselbst die Spaltung der Trift in einen südöstlichen, nach den Canarischen Inseln gerichteten und in einen nordöstlichen, auf Westeuropa zielenden Zweig vor sich geht. Im Nordwesten möge das Gebiet bis direkt an die grönländische Südküste reichen, obwohl dort an der Oberfläche der warme atlantische Strom durch einen Eisstrom verdrängt ist; doch findet sich der erstere in der Tiefe. Im Nordosten endlich liegt eine ausgezeichnete Naturgrenze vor, nämlich in dem untermeerischen Rücken, der von Grönland nach Island und von da über die Fär Öer und die sogenannte Thomson-Schwelle nach den Shetland-Inseln zieht und nirgends größere Tiefen als rund 500 m aufweist (S. 121).

Die Wichtigkeit dieser höchst eigentümlichen, unterseeischen Verbindung von Amerika-Grönland und Shetland-Europa ist kaum zu überschätzen; in morphologisch-geologischer Hinsicht kann man hier die Nordgrenze des Atlantischen Ozeans überhaupt erblicken. Auch in physikalischer und biologischer Beziehung treffen wir nördlich und südlich dieses untermeerischen Landrückens zwei verschiedene Welten an; südlich davon alles warm, gleichmäßig, fast tropisch atlantische Lebewesen, nördlich davon das eiskalte Polarmeer mit der ihm eigenen Tierwelt. Dies gilt aber zunächst nur von den tieferen, besonders von den Bodenschichten. Seit mehr als 30 Jahren bildet die interessante Stelle einen bevorzugten Gegenstand der Meeresforschung[32], und hat man immer von neuem und immer schärfer die Tatsachen festgestellt; aus einer großen Reihe von Beispielen wählen wir Beobachtungen aus, die südlich von der Schwelle im Mai 1905, nördlich von der Schwelle im Juni 1905 ausgeführt wurden (Tabelle S. 180).

Die Station im kalten Gebiet liegt auf 60° 40′ N-Br., 4° 50′ W-Lg., die des warmen Gebietes auf 59° 49′ N-Br., 8° 58′ W-Lg. Von 400 m Tiefe ab wird das Wasser nördlich der Schwelle fast plötzlich sehr kalt, salzarm und (durch Temperaturwirkung) spezifisch schwerer; da haben wir das polare Wasser, das sich unter die in den oberen Schichten noch vorhandene Golfstromtrift lagert. Südlich der Schwelle herrscht aber das Wasser der Golfstromtrift unbestritten von oben bis unten. Es kommt vor, daß das eiskalte Bodenwasser des Nordmeeres sich über den Island—Fär Öer—Shetland-Rücken wie über ein Wehr in südwärts gerichtetem Lauf hinabstürzt und in das warme atlantische Becken hineindringt, aber es gelangt nicht weit, und die Gesamtlage vermag es nicht wesentlich zu ändern; Fig. 57 stellt einen solchen Fall aus dem August 1882 vor.

Beobachtungen über dem Thomson-Rücken, Frühjahr 1905.

Tiefe in m	Temperatur °C		Salzgehalt ‰		Dichte 1.0	
	Warmes Gebiet	Kaltes Gebiet	Warmes Gebiet	Kaltes Gebiet	Warmes Gebiet	Kaltes Gebiet
0	9.9	11.1	35.30	35.36	2734	2705
50	9.6	9.0	35.30	35.35	2742	2741
100	9.4	8.7	35.30	35.35	2745	2747
150	9.3	8.2	35.30	35.32	2745	2751
200	9.2	7.2	35.29	35.26	2745	2761
400	9.0	4.5	35.30	35.03	2746	2776
600	8.2	0.2	35.26	34.94	2749	2807
800	7.5	—0.5	35.25	34.94	2757	2810
1000	7.0	—0.8	35.24	34.94	2763	2812

Recht gut erscheint also die Zone der atlantischen Trift nach den verschiedenen Richtungen hin abgegrenzt. Sie ist in sich einheitlich charakterisiert vorzugsweise durch ihren vergleichsweise sehr hohen Wärmegehalt: eine Folge der Strömungen[33], die — von der grönländischen Küste sehen wir hier immer ab — durchweg von niedrigeren nach höheren Breiten, nach ONO, nach NO, nach N und nach NW gerichtet sind. Die Verzweigungen der Golfstromtrift ersetzen hier das, was ihnen an Geschwindigkeit abgeht, durch ihre Mächtigkeit, d. h. durch ihre Erstreckung in die Tiefe; wenn z. B. in dem soeben (S. 180) mitgeteilten Beispiel von 0 bis 1000 m Tiefe die Temperatur nur um 2.9°, der Salzgehalt gar nur um 0.06‰ sich ändert, so beweist dies, daß von der Oberfläche bis zum Grund nur eine Wasserart vorhanden ist, nämlich Wasser des atlantischen Hauptstromes.

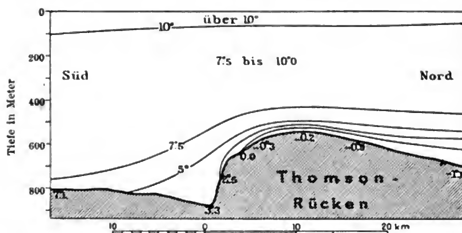


Fig. 57.
Temperaturverteilung über dem Thomson-Rücken (Fär Öer), August 1882.

Höchstens ¹/₃ bis ¹/₂ Seemeile oder 600 bis 800 m mittlere stündliche Geschwindigkeit mag dieser Strom da, wo er den europäischen Küsten sich nähert, besitzen; er entsendet auch in den Englischen Kanal hinein einen Zweig, der, wie neuere Forschungen deutlich erwiesen, trotz der hin- und hergehenden Ebbe- und Flutbewegungen auch die Straße von Dover passiert und noch in der südlichen Nordsee beim Feuerschiff „Nord-Hinder" als eine Wasserversetzung von 60 bis 80 m in der Stunde nach NNO rechnerisch sich ergibt. Mit einem schwachen Atemzug gelangt also, wenn man so will, der Golfstrom noch in die südliche Nordsee hinein. In der nördlichen Nordsee tritt er sogar entschiedener auf; denn zwischen den Orkneys und Shetlands hindurch um die Nordspitze Schottlands schiebt er in südöstlich gerichteter Bahn sein Wasser bis fast zur

Doggerbank vor*. Man hat berechnet, daß allein dieser Zweig imstande wäre, im Laufe zweier Jahre das gesamte Wasser der Nordsee zu erneuern. Während der Hauptstrom zwischen der Rockall-Bank und den Hebriden in Nordost-Richtung entlang zieht, wählt wiederum ein andrer Arm, der westisländische Strom, die Region zwischen der Rockall-Bank und dem Reykjanaes-Rücken, hält eine Nordwest-Richtung ein und bespült die Süd- und Westküste Islands, in letzten Ausläufern sogar die Nordküste dieser Insel und setzt, wo er vom leichten Schmelzwasser eisführender Polarströme überdeckt wird, in der Tiefe seinen Weg fort.

Der Wärmegehalt dieser nach Island zielenden Trift nimmt von Osten nach Westen hin ab; dies lassen schon die Isothermen der Meeresoberfläche (Tafel X/XI), noch deutlicher aber die Isothermen der Schichten zwischen 50 und 100 m Tiefe erkennen, in denen sich außerdem der Einfluß der untermeerischen Schwelle besonders klar östlich von Island widerspiegelt (Fig. 58 [S. 183]). Die nachstehenden Temperaturreihen sollen die regionalen Verschiedenheiten in westöstlicher Richtung (Reihe 1—3) und auch in nordsüdlicher Richtung (Reihe 3 und 4) vor Augen führen; die erste Reihe liegt ganz an der Westgrenze der Region südlich von der Südspitze Grönlands, die zweite Reihe einige 600 km südlich von Island, die dritte 150 km südlich von Fär Öer, die vierte und letzte 250 km westlich von Brest. Wesentlich ist die durchweg sehr geringe Temperaturabnahme mit der Tiefe, also die große Einheitlichkeit (Homogenität) der Wassermassen. So kommt es, daß in der östlichen Hälfte dieser atlantischen Region selbst unter 60° N-Br. in Tiefen von 400 m und mehr das Wasser kaum kälter ist als in derselben Tiefe unter dem Äquator.

	Zeit	20. VI. 95	13. VI. 96	30. V. 05	21. VI. 05
	Ort	58° N 41° W	60° N 27° W	60° N 8° W	48° N 8° W
Tiefe in Meter	0	6.1	9.4	9.9	14.4 (35.53)
	50	5.5	9.0	9.6	12.8 (35.53)
	100	4.5	8.6	9.4	11.7 (35.56)
	150	4.8	8.3	9.3	11.2 (35.57)
	200	5.0	8.0	9.2	11.1 (35.59)
	400	3.8	7.4	9.0	10.8 (35.58)
	600	3.2	7.5	8.2	10.5 (35.60)
	800	3.1	7.5	7.5	10.0 (35.61)
	1000	3.1	5.8	7.0	9.5 (35.64)

Die kleinen eingeklammerten Zahlen in der letzten Reihe geben den Salzgehalt in ‰ an.

Unser Interesse verdient ferner der Umstand, daß durch die neuere Meeresforschung der sichere Nachweis geführt wurde, daß das Mittelmeer einen beachtenswerten Einfluß auf die physischen Verhältnisse dieser westeuropäischen Tiefsee ausübt, und zwar mindestens bis zur Breite des Englischen Kanals und noch nach Norden darüber hinaus. Denn aus der Straße von Gibraltar strömt als Unterstrom warmes, salzhaltiges Wasser; es wendet sich in der Hauptsache nordwärts — wir begegneten ihm schon in der Nordwestafrikanischen Region (S. 160) —, und es verrät sich durch eine ganz entschiedene

* Der Leser wolle zu diesen und den folgenden Ausführungen die Strom- und Temperaturkarte auf S. 183 vergleichen.

vertikale Zunahme des Salzgehaltes besonders in den Schichten zwischen 400 und 1000 m Tiefe. Deshalb auch enthält die Tabelle S. 181 in ihrer letzten Reihe die Angaben für die Salinität; da im allgemeinen mit der Tiefe der Salzgehalt abnimmt, bei 800 m sogar sonst ein Minimum zu erreichen pflegt, so ist die gerade in dieser Tiefe eintretende Ausnahme aus keiner andern Quelle erklärbar.

Die Gewässer dieser Tiefen und dieser Gegenden vor dem Kanal und westlich von Irland beanspruchen auch deshalb unsre Beachtung, weil sie in besonders großen Mengen die Jugendform des Aales, *Leptocephalus brevirostris*, beherbergen; hier in Temperaturen von 9° bis 7° bei einem Drucke bis zu 100 Atmosphären halten die Aallarven sich auf, von hier aus scheint die junge Brut ihre Wanderung nach Osten und Nordosten zu den europäischen Küsten anzutreten. (Näheres S. 267, 268.)

§ 43. **Das Europäische Nordmeer**[34].

Alle bisher beschriebenen Regionen des Atlantischen Ozeans umschließen Gleichartiges; die natürlichen Eigenschaften der in ihrem Bereich wogenden Wassermassen sind dieselben oder doch annähernd dieselben, und gerade da, wo wesentliche Verschiedenheiten in mehr oder minder schnellem Übergang auftreten, verlaufen im allgemeinen die Grenzen der Regionen gegeneinander. Für das Europäische Nordmeer gilt dieser Gesichtspunkt der Vereinigung des Gleichartigen nicht; die Gewässer, die sich da dehnen von den Fär Öer und Shetland-Inseln im Süden bis nach Spitzbergen im Norden, von Ostgrönland und Jan Mayen im Westen bis nach Nowaja Semlja im Osten, bilden vielmehr eine Region der physikalischen, klimatischen, allgemein gesagt der geographischen Gegensätze. Gleichwohl sind sie eine gut abgegrenzte Provinz des Atlantischen Ozeans; der schon auf S. 121 gekennzeichnete unterseeische Wall von Grönlands Ostküste nach Island und von da bis zur Nordküste Schottlands stellt sogar eine in morphologischer und physikalischer Hinsicht vorzügliche Scheidelinie dar, und im ganzen betrachtet übernimmt das Europäische Nordmeer die Rolle eines Vorhofes zu dem mehr als doppelt so großen, inneren Nordpolarbecken, das in noch meist unerforschten Weiten und Tiefen zwischen dem Nordende der Alten und der Neuen Welt gebettet liegt (Fig. 40). Im Europäischen Nordmeer begegnen sich die Stromfäden aus den Tropen mit denen vom Nordpol, treffen schwimmfähige westindische Früchte zusammen mit dem Treibholz sibirischer Flüsse; überall, an der Oberfläche und in der Tiefe, und allstündlich findet hier ein Kampf zwischen zwei verschiedenen Welten des Ozeans statt, berühren sich die Extreme (Fig. 58).

Äußerlich betrachtet, kommt dieser Charakter der Nordmeerregion zunächst darin zum Ausdruck, daß sehr erhebliche Flächen ständig, gewisse Partien zeitweise vom Eis bedeckt sind, während der größere Teil der Fläche eisfrei bleibt; es verläuft in ihr also die Grenze des nordpolaren Treibeises[35]. Diese Grenze schwankt begreiflicherweise im Jahreslaufe; gegen Ausgang des Winters, etwa im März, hat sie wohl ihre südlichste und östlichste, im August und September ihre nördlichste und westlichste Lage. Im Mai dürfte eine durchschnittliche oder Mittellage während normaler Jahre jeweils erreicht werden, und da sehen wir aus Tafel XVI, daß die Eisgrenze auf der Strecke Spitzbergen—Süd-Grönland im allgemeinen eine NO—SW-Richtung einhält. Sie verläuft von der Nordwestecke Spitzbergens über Jan Mayen nach der Nordwestecke Islands, so daß die Dänemark-Straße fast ganz dem Eisstrome zufällt, und von da zum

Kap Farvel. Im östlichen Teile des Nordmeeres, d. h. in der sogenannten Barents-See, zieht die Eisgrenze vom Südkap Spitzbergens zur Bären-Insel und von da scharf ostwärts umschwenkend auf Nowaja Semlja zu, wo eine neue Biegung, nunmehr südwärts, eintritt und die Linie zum Weißen Meer hin führt.

Die auffälligste Ausbuchtung ist sicherlich die an der Westküste Spitzbergens: die Zugänglichkeit dieser Gewässer hat seit den Zeiten der Entdeckung der Inselgruppe die Fischerfahrzeuge in die hohen Breiten von rund 80° N. gelockt, und daher heißt diese manchmal bis über 81° N-Br. hinaus eisfreie Stelle die „Walfänger-Bucht“*. Meist reicht das eisfreie Wasser bis unmittelbar an die Küste; doch kommt es auch vor, daß von Osten her aus der Barents-See um das Südkap Spitzbergens herum Eismassen nahe unter Land in einem schmalen Gürtel nordwärts sich verbreiten; dann vermögen selbst in den Sommermonaten die Exkursionsdampfer, wenn sie auch etwas weiter westlich von der Küste hohe Breiten ansteuern können, doch die Fjorde selbst nicht zu erreichen, und ihre Passagiere müssen, wie es z. B. 1907 geschah, umkehren, ohne Spitzbergen betreten zu haben. — Eine zweite beachtenswerte Einbuchtung der Eisgrenze pflegt nördlich von Jan Mayen etwa zwischen 71° und 75° N-Br. unter 5°—10° W-Lg. vorhanden zu sein; auf Fig. 58 ist sie besonders deutlich zu ersehen. In den see-

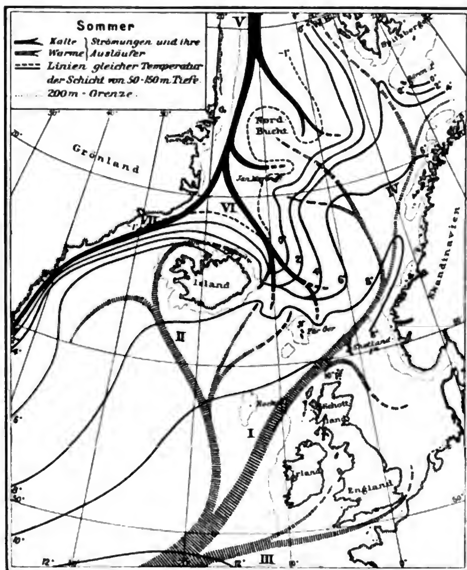


Fig. 58.

Die Meeresströmungen im Europäischen Nordmeer (nach Meinardus u. a.).

I: Atlantischer Hauptstrom.
II: Westisländischer Strom.
III: Kanalstrom.
IV: Norwegischer Strom.
V: Polarstrom.
VI: Ostisländischer Strom.
VII: Ostgrönländischer Strom.
W. B.: Walfänger-Bucht (bei Spitzbergen).

* Diese Bucht und die Nordbucht sind eingetragen in Fig. 58.

männischen Kreisen heißt sie „Nordbucht"; sie war in früheren Jahrzehnten ebenfalls eine bevorzugte Region für Wal- und Robbenfang und ist vielfach mit Vorteil als Zugangsstraße zur Ostküste Grönlands seitens der Forschungsschiffe von Polarexpeditionen benutzt worden. In beiden Fällen wird die Eisfreiheit der Bucht Zweigen warmen Wassers verdankt, das je nachdem als Ober- oder Unterstrom das Schmelzen der von Norden andrängenden Treibeismassen verursacht. Auf der ganzen Strecke von Nowaja Semlja über Spitzbergen bis Jan Mayen fällt die Linie der mittleren Eisgrenze annähernd mit der 0°-Isotherme des Jahresmittels der Oberflächentemperatur zusammen; beide Linien berühren Jan Mayen, und die Nebeneinanderstellung der von der österreichischen Polarexpedition 1882/83 an letztgenannter Insel gemessenen Wärmezahlen mit den gleichzeitig in Andenes auf den Lofoten beobachteten Werten spricht deutlich die Gegensätze zwischen West und Ost im Nordmeer aus.

Wassertemperatur ° C.

Monate	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	Mittel
	1882						1883							
Jan Mayen, 71° N.	2.5	2.8	1.4	1.2	0.4	−1.3	−1.7	−1.6	−1.7	−1.5	−1.2	0.3	3.0	0.0
Andenes, 69,3° N.	11.5	12.5	10.6	7.9	4.1	2.1	0.9	1.3	1.7	3.8	6.3	10.3	12.3	7.1

Was Island betrifft, so bleibt die Süd- und Westküste im allgemeinen stets eisfrei; die Nordküste wird in erster Linie, in zweiter die Ostküste von der Eisplage heimgesucht. Meist erscheint das Eis ziemlich plötzlich mit starken Nordwinden an der Nordküste und schiebt sich dann nach Osten und Süden vor. Am häufigsten beginnt die Eissaison im Januar oder März und dauert bis in den Juli, indem die Monate Mai oder April den Höhepunkt der Blockierung bedeuten; nur der Oktober darf als meist eisfrei bezeichnet werden.

Wichtiger fast als die Kenntnis dieses durchschnittlichen jährlichen Ganges ist der Einblick in die unperiodischen Änderungen des Eisvorkommens von Jahr zu Jahr, sowohl bei Island selbst wie in den Gewässern nördlich davon. Zwischen Spitzbergen und Jan Mayen können die extremen Unterschiede zwischen der günstigsten und der ungünstigsten Grenze des Treibeises viele hundert Seemeilen in W—O-Richtung betragen; 1892 z. B. umgürtete nur ein schmaler Eisgürtel die grönländische Ostküste, Jan Mayen war gänzlich eisfrei, während in 1882, einem besonders schweren Eisjahre, auf 70° N-Br. schon unter 0° Lg. statt auf durchschnittlich 10° W-Lg. das Eis begann. 1882 war auch für Island ein ganz verhängnisvolles Eisjahr; damals gelangte das Eis von der Nord- und Ostküste bis zur Südküste und trieb an ihr entlang — also immer im Sinne der Uhrzeigerbewegung vorschreitend — sogar bis zur Westküste bei Reykjanaes in der Nähe Reykjaviks. Eine Vorhersage der oft volle Mißernten auf der Insel bedingenden, schweren „Eisjahre" ist bisher nicht möglich. Nur soviel scheint sicher, daß starke anhaltende Nord- und Nordostwinde gegen Ausgang des Winters die unmittelbare Gefahr herbeiführen; in solchen Jahren liegt dann die Temperatur des Seewassers an der isländischen Ostküste im Mai und Juni bis zu 2½° unter der normalen, und selbst auf den Fär Öer kommt, allerdings abgeschwächt, eine Fernwirkung dieser Temperaturerniedrigung mit — 0.9° Abweichung ganz unverkennbar noch zutage, nicht mehr aber — dies ist sehr wichtig — an der norwegischen Küste. West- und Nord-

westeuropa bleiben jedenfalls, dank dem Wärmeschutz durch den Golfstrom oder „atlantischen" Strom, von den Vorgängen bei Island, von der Wirkung der wechselnden Eismassen, die aus dem Nordpolarbecken herausdrängen, unberührt. Diese Feststellung läßt von vornherein den Schluß zu, daß auch die neufundländischen Eismassen trotz der anderslautenden Sätze manches Wetterpropheten für Europa gleichfalls keinen Einfluß haben; sind sie doch bei rund 3500 km Entfernung noch etwa 1900 km weiter entfernt als die isländischen.

Wenn auch die Verschiedenheit der Lage der Eisgrenze im einzelnen Jahre und im einzelnen Monat wesentlich durch die Windverhältnisse entschieden werden dürfte, so ist natürlich das Auftreten des Eises als solchen und seine geographische Ausbreitung im großen vorgezeichnet durch die kalten Strömungen des nordostatlantischen Meeres (Fig. 58, S. 183). Gleich den gespreizten Fingern der Hand recken sich Stromfäden kalten Wassers nach Süden, Südwesten und Südosten vor, und sie kommen alle aus der Handwurzel her, aus der von Westspitzbergen nach Ostgrönland unter dem 80. Breitengrad herüberreichenden Pforte zwischen Polarbecken und Nordmeer. Dieser Polarstrom zieht mit Treibeis bepackt; er verfrachtet es südwärts mit einer mittleren täglichen Geschwindigkeit von 10—15 km, am Außenrand erheblich schneller als dicht unter der grönländischen Küste, wie die siebenmonatige Trift der deutschen „Hansa"-Leute auf der Eisscholle 1869/70 gelehrt hat, und ist etwa 150 m mächtig; unter seinem kalten, salzarmen Wasser lagert wärmeres, salzreiches Wasser, Wasser aus dem atlantischen Strom. Der Ostgrönlandstrom erfüllt die Dänemark-Straße mit Eis und führt es noch um Kap Farvel herum, wo der Strom nordwärts zur Davis-Straße sich wendet.

Auf der Höhe von Jan Mayen spaltet sich ein ostisländischer Zweig ab, der zwar im allgemeinen nicht so viel Eis trägt, dafür aber durch tiefreichende Kältewirkung weithin und zwar besonders an der Nordabdachung der Island—Fär Öer-Schwelle sich bemerkbar macht; in Fig. 58 erkennen wir ihn an der energischen Ausbuchtung der Tiefenisothermen von 0°, 2°, 4°. Immerhin kommen auch in seinem Bereich Eismassen gelegentlich sehr weit nach Süden und Osten; so ist im Januar 1836 in 61° N-Br. und 6° W-Lg., also einige 70 km von den Fär Öer, Eis gesehen worden.

Die nachstehenden 3 Temperatur- und Salzgehaltsreihen sollen nun einen Einblick in die physikalisch-chemischen Eigenschaften der Strömungen in dem atlantischen Nordmeer gewähren; die erste stammt von der grönländischen Küste in der Nähe des Kaiser-Franz-Joseph-Fjords, die zweite aus der Nähe von Jan Mayen. Die dritte Reihe, nicht weit ab von den Lofoten, in der warmen Strömung des Nordmeers, ebenfalls im Sommer gemessen, wird des Kontrastes wegen hinzugefügt; die drei Reihen sind von links nach rechts in W—O-Richtung angeordnet wie in einer Karte. Wir sehen, die kalte salzarme Oberschicht mit Werten von weniger als 35‰ wird nach Osten zu immer dünner, ihre Mächtigkeit nimmt von 150 auf 100 und dann auf weniger als 50 m ab; zugleich steigen die Wärmegrade an, und immer weiter hinein gelangen wir in das Gebiet der warmen Strömungen des Nordmeers (Fig. 58). Wie die Äste eines machtvoll sich verzweigenden Baumes breiten sich die von Süden her andrängenden Wassermassen des atlantischen Stromes in Zweigen aus; der Stamm, der aus der Passage zwischen den Fär Öer und den Shetland-Inseln sozusagen herauswächst, verläuft parallel und nahe der norwegischen Küste, umspült die Lofoten und zieht, rein nördlich sich haltend, so daß die Bären-Insel außerhalb seines Bereichs und zwar

östlich von ihm liegen bleibt, nach den Gewässern vor der Westküste Spitzbergens, wo sein warmes Wasser die uns schon bekannte eisfreie Walfängerbucht schafft. Außerdem gehen Warmwasserfäden links ab nach der ebenfalls schon (S. 184) erwähnten Nordbucht bei Jan Mayen, rechts um das Nordkap herum nach dem flachen Barents-Meer. Überall finden wir die Kennzeichen des atlantischen Stromes oder der letzten Ausläufer des Golfstromes in den vergleichsweise hohen Temperaturen und in dem vergleichsweise hohen Salzgehalt; zungenförmig recken sich die Linien gleicher Wärme und gleichen Salzgehalts nordwärts und ostwärts.

Das Untertauchen des Golfstromes unter den Polarstrom im Europäischen Nordmeer, Richtung Ost-West (Sommer).

Gegend	Ostgrönlandstrom (Sabine-Insel) 75° N. 18° W.		Ostislandstrom zwischen Island und Jan Mayen 69° N. 12° W.		Golfstrom bei den Lofoten 69° N. 11° O.	
Tiefe m	t°	S ‰	t°	S ‰	t°	S ‰
0	−1.0	32.54	5.7	34.35	10.4	34.68
50	−1.5	34.27	−1.5	34.41	8.1	35.25
100	−1.5	34.63	−1.0	34.79	5.7	35.27
150	−1.0	34.70	0.3	35.01	5.0	35.25
200	0.7	34.97	0.6	35.06	4.9	35.25
400			0.2	35.07	4.1	35.23
600			0.3	35.06	3.3	35.24
1000			−0.9	35.07	−0.1	35.06
Boden	0.7	34.99	−1.0	35.05	−1.2	35.06
in m	277		1650		3100	

Entfernung etwa 500 km etwa 900 km

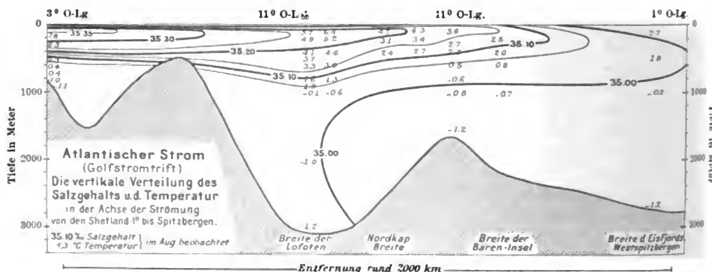


Fig. 59.

Der Golfstrom in der Richtung Süd-Nord.

Da die Temperaturen in diesen hohen Breiten erheblich mit der Jahreszeit schwanken, bietet der solchen Schwankungen kaum oder nur ganz wenig unterworfene Gehalt an Salzen ein besonders zuverlässiges Kennzeichen für die horizontale und vertikale Aus-

breitung des Golfstromes. Denn alles Wasser, das 35 ‰ und mehr Salz enthält, darf innerhalb des Europäischen Nordmeers seinem Bereich zugerechnet werden, in der Nähe der norwegischen Küste, wo Süßwassermengen durch Flüsse zugeführt werden, manchmal auch das Wasser von etwas niedrigerem Salzgehalt. Fig. 59 gibt für eine Strecke von etwa 2000 km Entfernung ein Profil längs der Achse der Strömung von den Shetland-Inseln parallel zur norwegischen Küste bis nach Spitzbergen[36]; es enthält die Linien gleichen Salzgehaltes: wir sehen förmlich das Strömen nach Norden, wir sehen auch, daß der Strom in diesem Sinne, d. h. das mit einer einigermaßen nennenswerten Geschwindigkeit fließende Wasser eine Mächtigkeit von etwa 600—800 m besitzt, weil von 800 oder 1000 m Tiefe ab die regionalen Verschiedenheiten aufhören und eine fast vollkommene Gleichförmigkeit der Wasserbeschaffenheit eintritt. Und wir sehen endlich aus dem Horizontalschnitt durch das Nordmeer in 500 m Tiefe (Fig. 60), wie entschieden der warme, salzreiche Strom sich an die norwegische Seite anlehnt, wie das ostisländische kalte, salzarme Wasser sich ihm von Nordwesten in die Flanke drängt.

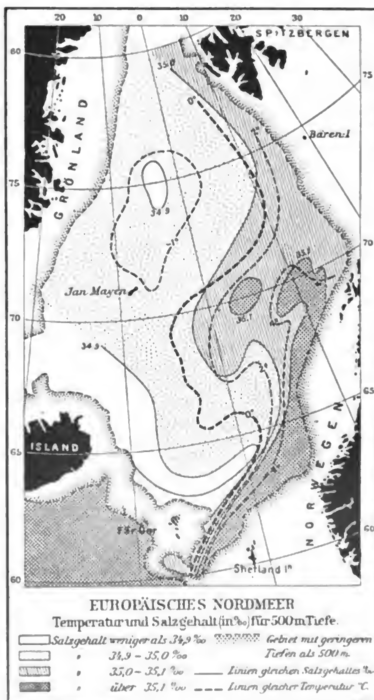


Fig. 60.

Schritt für Schritt nach Norden zu nehmen Salzgehalt und Temperatur im Golfstrom ab; bei den Shetland-Inseln steigt im Sommer die Temperatur der Oberfläche auf 12 bis 13°, bei Spitzbergen nur mehr auf 4 bis 5°, der Salzgehalt nimmt für die gleiche Strecke ab von 35.5 auf 35.0 und 34.9 ‰, und entsprechende Veränderungen treten in den Tiefen ein. Die Einflüsse der kalten, aber salzarmen und darum leichten Polarwässer werden immer mächtiger zunächst an der Oberfläche, dann auch in den oberen Schichten, das Golfstromwasser sinkt unter, und zwar immer tiefer, je nördlicher und östlicher oder westlicher vom Hauptstamm wir uns begeben. Schematisch sei dies Untersinken in der kleinen Figur 61 angedeutet. Schon in den Temperatur- und Salzgehaltsreihen, die einem Schnitt von der norwegischen Küste über Jan Mayen

zum Ostgrönlandstrom folgen (S. 186), haben wir dies Untersinken der 35-‰-Schicht in Westrichtung erkannt; ganz der gleiche Vorgang läßt sich, vom Hauptstrom ab gerechnet, auch nach Osten in die Barents-See[37] hinein bis Nowaja Semlja und bis zur Karischen Pforte verfolgen. Auch hier wird schrittweise das atlantische oder Golfstromwasser, das beim Nordkap Europas noch an der Oberfläche unbestritten herrscht, vom Polarwasser überwältigt und in die Tiefen gedrückt; die nachstehenden, derselben Jahreszeit (Sommer) entnommenen Reihen sollen es im einzelnen beweisen.



Fig. 61.
Das allmähliche Untersinken des Golfstromes mit 35‰ Salzgehalt.

Das Untertauchen des Golfstromes unter den Polarstrom im Barents-Meer, Richtung West-Ost (Sommer).

Gegend	Zwischen Bären-Insel und Nordkap 72° N 23° O		Halbwegs zwischen Bären-Insel und Nowaja Semlja 75° N 41° O		Nahe bei Nowaja Semlja 76° N 51° O		Vor der Karischen Pforte 70° N 52° O	
Tiefe m	t°	S‰	t°	S‰	t°	S‰	t°	S‰
0	6.9	35.0	2.2	33.8	+0.6	32.6	3.6	33.8
50	6.1	35.1	−1.2	34.7	−1.6	34.5	−0.8	34.5
100	4.7	35.2	−0.2	34.9	−0.3	34.8	−1.5	34.8
150	4.3	35.2	+0.6	35.0	+0.6	34.9		
200	3.0	35.2	+0.7	35.0	+0.4	35.0		
Boden	2.0	35.1	+0.6	35.0	−0.9	35.0	−1.6	35.0
in m	400		230		300		110	

Entfernung 660 km 280 km
1100 km

Manchem erscheinen diese Zahlen wohl nüchtern; doch wer sie richtig zu lesen unternimmt, der erblickt in ihnen den Ausdruck für das Ende einer der gewaltigsten Naturerscheinungen der Erde. Auf einem wenigstens 12000 km langen Wege von seiner Wiege in dem westindischen sonnendurchglühten Meere bis hierher in die eiserfüllten polaren Gewässer haben wir den Golfstrom verfolgen können. Es ist wie das letzte Ausklingen einer Melodie; immer schwächer und schwächer, immer kälter wird der atlantische Strom, immer tiefer sinkt er hinab, um schließlich in dünner Schicht am Grunde vor dem Karischen Meer zu enden. Ein Glück — russische Forscher haben mit Recht hierauf hingewiesen —, daß in der Barents-See einzelne, west-östlich gerichtete tiefere Mulden bis 400 m Tiefe vorhanden sind, die es dem atlantischen Wasser überhaupt gestatten, unter das polare Wasser unterzutauchen; wäre dem nicht so, wäre kein tiefes Bett für diesen längs der lappländischen und murmanischen Küste ziehenden Warmwasserstrom vorhanden, so würde das polare Wasser und mit ihm das Meereis überall unumschränkt herrschen, und das nördliche Norwegen und Nordrußland würde auch der Vereisung erliegen.

Das Nordpolarbecken.

Das langsame Erlöschen des Golfstromes in der Umklammerung durch die eisigen Fluten zwischen Spitzbergen, Nowaja Semlja und Lappland ließ sich in den seichten Gewässern des Barents-Meeres besonders deutlich verfolgen. Da, wo große Tiefen auf weiten Strecken sich darbieten, wie in dem nördlich von Spitzbergen ausgebreiteten eigentlichen Polarbecken, vermag der Golfstrom erheblich über den 80. Breitengrad hinaus, allerdings unter der Oberfläche, vorzudringen. In der Tat herrscht atlantisches Wasser von rund 200 m abwärts nahezu uneingeschränkt in dem gewaltigen, von Spitzbergen über den Nordpol hinweg bis zur Beringstraße reichenden Polarbecken[38], dem Tiefen von mehr als 3000 m eigen sind; wir vergessen auch nicht, daß es sich um ein Areal von 9.3 Millionen qkm handelt, also um eine Fläche so groß wie Europa.

Wie das Europäische Nordmeer durch den unterseeischen Island—Fär Öer-Rücken von den südlicheren wärmeren Räumen des Atlantischen Ozeans geschieden wird, so trennt sich seinerseits das Nordpolarbecken höchstwahrscheinlich — ganz bestimmt haben die bisherigen Lotungen den Punkt noch nicht geklärt — vom Europäischen Nordmeer durch eine unterseeische Wasserscheide mit rund 800 m größter Tiefe zwischen Ostgrönland und Westspitzbergen. Jedenfalls ist die Wärme- und Salzgehaltsverteilung in vertikaler Richtung in beiden Becken nicht unwesentlich voneinander verschieden. Es fällt zunächst die vergleichsweise hohe Bodentemperatur der nordpolaren Zentralzone auf, sie ist mit —0.7° um 0.5° höher als im Nordmeer. In den großen Tiefen nördlich von dem Fär Öer—Shetland-Rücken, also unter einer Breite von 60 bis 65°, herrscht die niedrige Wassertemperatur von —1.2° am Meeresgrund (Fig. 25), in Breiten von 80 bis 85° aber eine solche von nur — 0.7°. Einwandfrei geklärt erscheint die Ursache für diese Tatsache noch nicht. Auch der Salzgehalt der tiefen und tiefsten Schichten im nordpolaren Becken erreicht mit 35.2‰ größere Werte als im Nordmeer.

Es ist, als ob in dem nördlichsten Mittelmeer der Welt der Golfstrom oder, besser gesagt, das Wasser des freien Atlantischen Ozeans noch einmal seine Macht zeigen wolle in einer mehrere tausend Meter mächtigen Schicht unter der Oberfläche, und zwar finden wir die höchsten Temperaturen mit +0.8° bis +0.4° in den Tiefen von 400 bis 800 m. Die Oberfläche aber wird ausschließlich von dem Polarwasser und Landwasser gebildet; diese Deckschicht besitzt meist nur einen Salzgehalt von weniger als 32‰, und ihre Temperatur beträgt im Herbst, Winter und Frühling etwa —0.5 bis —1.7°, während im Sommer in der allerobersten Schicht vorübergehende Erwärmungen bis zu +1.5° vorkommen, so daß in solchen Fällen die niedrigsten Temperaturgrade bei etwa 50 m Tiefe beobachtet werden. Niedrigste und höchste Temperatur grenzen demgemäß nahe aneinander; diese Wärmeschichtung kennen wir schon aus dem südatlantischen Eismeer durch die im Weddell-Meere und in der Nähe der Bouvet-Insel angestellten Tiefseemessungen als echt polare Temperaturanordnung (S. 142). Nansen erhielt auf der Trift der „Fram" während des Mai—Juli 1895 in rund 84° N-Br. und 80° O-Lg. folgende Werte:

Tiefe in m........	0	50	100	150	200	400	600	800	1000	1500	2000	3000
Temperatur t°	+0.8	—1.7	—1.6	—0.8	—0.2	+0.8	+0.6	+0.1	—0.2	—0.6	—0.7	—0.8
Salzgehalt in ‰ ..	29.9 bis 31.5	33.4	34.3	34.6	34.9	35.2	35.2	35.3	35.2	35.2	35.2	35.2

Soviel über das Wasser des atlantischen Nordpolarbeckens. Das geographische Hauptinteresse richtet sich im übrigen ganz naturgemäß auf das Eis und die mit ihm in Verbindung stehenden Vorgänge. Soweit überhaupt Schätzungen vorliegen, bedeckt es mindestens $^{2}/_{3}$ der gesamten Fläche des Beckens; offene Stellen finden sich wohl stets, unterliegen aber ständigen Veränderungen, besonders unter dem Einflusse der Winde. Keine Eisberge, sondern Meereis, gefrorenes Meerwasser hindern den Zugang zum Erdpol so eifersüchtig; soweit nicht Eisschollen mehrerer Jahre durch Pressungen zu ansehnlichen Höhen aufgestaut werden in einem wirren, unwegsamen Pack, dürfte die Mächtigkeit der Treibeisschollen eines Winters kaum mehr als 1 bis 2 m betragen. Während das Meerwasser Wärmeschwankungen von nur 2 bis 3° im ganzen unterworfen ist, macht das nordpolare Eis in hohem Grade die Variationen der Lufttemperatur mit, wie ein Auszug aus Nansens Messungen während der „Fram"-Expedition 1894/96 erkennen läßt; es sind Temperaturen im Eise selbst, in 0.4 m und 2 m Tiefe gemessen.

Tiefe m	Februar	Mai	August	November
0.4	−24°	−9°	−0.5°	−16°
2.0	−12°	−7°	−0.2°	−5°

So stark auch die Sonnenstrahlung im Sommer wirkt, so energisch auch in dieser Zeit der Schmelzprozeß in den obersten Schichten der Eismassen vor sich geht, es wird doch nicht im entfernten die Menge Eis jeweils wieder vernichtet, die im Winter entstand. Offenbar wird der Überschuß durch die Ausgangspforten, die zum Atlantischen Ozean sich öffnen, unter Vermittlung der kalten, eisführenden Polarströme hinweggeschafft, so daß im allgemeinen Gleichgewicht zwischen der jährlichen Neuproduktion und der jährlichen Abfuhr bestehen dürfte. Die Bering-Straße ist keine Ausgangspforte für nordpolares Eis; nicht weit nördlich davon wurde das Expeditionsschiff „Jeanette" 1880/81 in etwa zehn Monaten rund 1000 km nach Nordwesten transportiert.

Auf diesem Vorkommnis und auf andern Triften mehr in Verbindung mit der lang bekannten Tatsache, daß in der Baffin-Bai und ganz besonders im Ostgrönlandstrom Eis und Wasser südwärts ziehen, beruhte im wesentlichen Nansens Plan zu seiner berühmten Polarexpedition, beruhte seine Anschauung, daß eine zusammenhängende Meeresströmung von der Bering-Straße her über den Pol und nahe am Pol vorbei zu den Ausfallstoren nach dem Atlantischen Ozean führe. Die Erfahrungen mit der „Fram" 1893/96 haben ihm Recht gegeben, mindestens für die asiatische Hälfte des Beckens; hier wurde sein Schiff nördlich von den Neusibirischen Inseln der Eistrift im Oktober 1893 überliefert und im Juni 1896 nicht weit von Spitzbergen wieder herausgestoßen. Die Figur 62 zeigt den allgemeinen Verlauf dieses Weges. Im einzelnen haben, hauptsächlich unter der Wirkung von Winden und Windtriften, wirre Schlingen, rückläufige und seitliche Bewegungen oft wochen- und monatelang den durchschnittlichen Fortschritt nach Westen gehemmt, die Geduld der wackeren „Fram"-Leute auf harte Probe gestellt. Die Strömung besaß im ersten Drittel der „Fram"-Fahrt eine Richtung nach NW, im zweiten nach W, im dritten nach SW. Außerdem wurde eine mit der Annäherung an das Europäische Nordmeer wachsende Zunahme des Betrages der Versetzung nach Westen beobachtet; der tägliche Fortschritt,

der im Anfang der Expedition, nördlich von Sibirien, nur eine halbe Seemeile betrug, war nördlich von Spitzbergen gegen Ende der Expedition auf 1 Seemeile oder nahezu 2 km in 24 Stunden gestiegen. Offenbar wird, weil die zwischen Grönland und Spitzbergen sich bietende Ausgangspforte für das vom ganzen weiten Polarbecken herandrängende Eis verhältnismäßig schmal ist, das, was an räumlicher Ausdehnung verloren geht, durch vermehrte Schnelligkeit des Eistransportes ausgeglichen. Nach einer Schätzung Krümmels verlassen alljährlich etwa 12700 cbkm Scholleneis das zentrale Polarbecken durch die Öffnung zwischen Grönland und Spitzbergen, 5000 cbkm durch die Baffin-Bai, nur 2000 cbkm mit dem Eisstrom zwischen der Bären-Insel und Franz-Joseph-Land. Es ergibt sich hieraus eine Gesamtmenge von rund 20000 Kubikkilometer Eis; damit würden wir annähernd die ganze Ostsee, deren Rauminhalt zu 22000 cbkm angegeben wird, alljährlich neu mit Eis auffüllen können, wohlgemerkt, von oben bis zum Boden mit Eis vollpacken können!

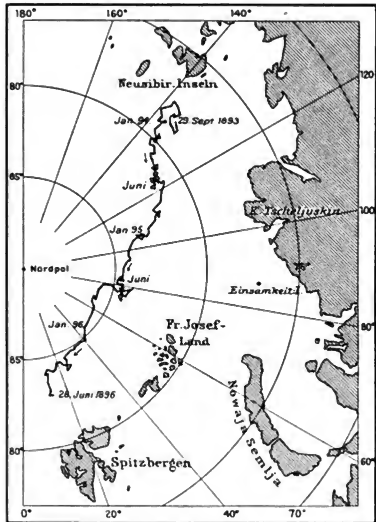


Fig. 62.
Trift des Nansenschen Expeditionsschiffes „Fram" im Nordpolarbecken, Sept. 1893 bis Juni 1896.

Wir sehen ein großartiges Naturschauspiel vor uns: ungeheure Eismassen quellen an der Oberfläche des Meeres andauernd aus den nördlichsten Teilen des polaren Beckens heraus, ergießen sich wie ein in Engpässen eingeschnürter Strom durch die Meerengen südwärts und gehen in die großen Zirkulationen des Atlantischen Ozeans über. In der Tiefe aber strömt ebenso andauernd ein warmer Unterstrom in entgegengesetzter Richtung nordwärts, alle Ecken und Winkel der kleinen und großen Nebenmeere erfüllend. Ohne starken Einfluß auf den Ozean kann das Schmelzen der enormen Eismassen nicht vor sich gehen; der warme Unterstrom dürfte zu einem guten Teil eine unmittelbare Folge der an der Oberfläche stattfindenden Eisschmelze sein, indem das Tiefwasser herangesaugt, aspiriert wird. Jedenfalls stellt das nordpolare Tiefbecken mit allen seinen natürlichen Eigenschaften ein gewaltiges Aktionszentrum des Atlantischen Ozeans dar; ohne seine Kenntnis sind die Vorgänge im Atlantischen Ozean in ihrer Gesamtheit nicht zu verstehen. Hierin liegt auch einer der zwingendsten und tiefsten Gründe, aus denen die wissenschaftliche Notwendigkeit einer nicht ruhenden Polarforschung herzuleiten ist.

Literaturnachweis zu den natürlichen Eigenschaften des atlantischen Wassers.

[1] Über die sogenannte Forelsche Skala zur Bestimmung der Wasserfarbe vgl. u. a. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, I., 2. Auflage, Stuttgart 1907, S. 267. — [2] Über Salzgehalt und die damit zusammenhängenden allgemeinen Eigenschaften des Seewassers vgl. auch KRÜMMEL, a. a. O., S. 215 ff. — [3] Ein wesentlicher Teil der gesamten modernen Meeresforschung beruht auf der chemisch-exakten Messung der Menge des Salzgehaltes. Durch internationale Abmachung sind für die dabei notwendigen Reduktionen Hydrographische Tabellen herausgegeben von M. KNUDSEN, Hamburg 1901. — [4] Nach W. BRENNECKE, Forschungsreise S. M. S. „Planet", Ozeanographie, Berlin 1909. — [5] G. SCHOTT, Wissenschaftliche Ergebnisse der Tiefsee-Expedition auf der „Valdivia", Band I, Jena 1902, auch das unter [4] genannte Werk. — [6] Vgl. Nr. [4]. — [7] Über Meeresströmungen überhaupt vgl. KRÜMMEL, a. a. O., Band II (Nr. [1]), sowie SCHOTT, Physische Meereskunde, Leipzig 1910; auch W. EKMAN, Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen in „Annalen der Hydrographie", 1907. — [7a] Über das Weddell-Meer vgl. u. a. W. BRUCE, The voyage of the "Scotia", London 1906; das wissenschaftliche Werk erscheint in Edinburgh; ferner MECKING in Geograph. Zeitschrift, 1909, S. 428 ff. Für die Bouvet-Gegend vgl. SCHOTT in dem unter Nr. [5] angegebenen Werke. — [8] Näheres bei KRÜMMEL, Meeresströmungen und Temperaturen in der Falklandsee, „Aus dem Archiv der Seewarte", Band V, 1882; vgl. auch KLÄHN in „Annalen der Hydrographie", 1911, Heft XII. — [9] SCHOTT, Forschungsreise zur See, Gotha 1893, S. 57 und derselbe in dem unter Nr. [5] genannten „Valdivia"-Werk, S. 130. — [10] „Annalen der Hydrographie", 1893, S. 301. 1897, S. 101. 1907, S. 5 usw. — [11] SCHOTT im „Valdivia"-Werk, I, S. 124; auch GYLLAND an dem in § 53 aufgeführten Orte. — [12] BRENNECKE, vgl. Nr [4]. — [13] SCHOTT, Die Flaschenposten der Seewarte. „Aus dem Archiv der Seewarte", Band XX, 1897. — [14] Für die dem Äquator nächsten Gebiete des Atlantischen Ozeans sind grundlegende Kartenwerke vorhanden, z. B. Meteorol. Office, London, Official No. 27, Charts for the 9 10°-squares 20° N to 10° S; Meteorol. Institut de Bilt, Holland, Nr. 95 (Utrecht 1905): Guineastrom, 2. Auflage. — [15] Stromkarten der einzelnen Monate in der äquatorialen Zone enthalten u. a. auch die Monatskarten der Seewarte für Juli 1904 bis Juni 1905. — [16] BRENNECKE, vgl. Nr. [4]. — [17] SCHOTT im „Valdivia"-Werk, I., S. 121. — [18] SCHOTT im „Valdivia"-Werk, I., S. 186, Jena 1902. BRENNECKE im „Planet"-Werk, III., S. 71, Berlin 1909; J. SCHMIDT, Dänische Expedition zum Mittelmeer 1908/09; s. in „Annalen der Hydrographie", 1910, S. 663. — [19] NIELSEN, Contribution to the hydrography of the northeastern part of the Atlantic. (Meddelelser Kommiss. Havundersögelser, I., Nr. 9.) Kopenhagen 1907. — [19a] Über die physischen Zustände des Mittelmeeres vgl. die Untersuchungen der „Pola" in den Denkschriften der Wiener Akademie 1892 ff; auch J. SCHMIDT unter Nr. [18] sowie die Arbeiten des FÜRSTEN A. VON MONACO. — [20] „Valdivia"-Werk, I. Band, Atlas, Tafel 27; vgl. auch KRÜMMEL in dem unter [1] genannten Werk, I., S. 422 ff. — [21] KRÜMMEL, Reisebeschreibung der Plankton-Expedition, Kiel 1892, S. 116. — [22] Grundlegend bleibt, wenn auch manche Anschauungen prinzipiell anfechtbar erscheinen, PILLSBURYS Arbeit über den Golfstrom (jedoch nur der amerikanischen Ozeanhälfte) in U. S. Coast and Geodetic Survey, Report for 1890, Appendix 10, Washington 1891; Über die westindischen Gewässer überhaupt orientiert gut A. AGASSIZ, Three cruises of the S. S. „Blake", 2 Bände, London 1888. — [23] SCHOTT, Verteilung des Salzgehaltes in den westindischen Gewässern, „Petermanns Geograph. Mitteilungen", 1908, Heft I. — [24] SOLEY, Strömungen des Golfes von Mexiko in „Annalen der Hydrographie", 1907, S. 84. — [25] J. G. KOHL, Geschichte des Golfstromes, Bremen 1868. — [26] Siehe Nr. [22]. — [27] Vgl. z. B. „Der Golfstrom vom 10. Mai bis 10. Juni 1904" in „Annalen der Hydrographie", 1905, S. 314. — [28] MECKING, Die Eistrift aus der Baffin-Bai in Heft 7 der „Veröffentl. des Institutes für Meereskunde", Berlin 1906; ferner SCHOTT, Die Gewässer der Neufundlandbank, in „Petermanns Geograph. Mitteilungen, 1897, S 209. — [29] WEGEMANN, Die Oberflächenströmungen des nordatlantischen Meeres nördlich von 50° N-Br. im „Archiv der Seewarte", Band XXII, 1899. — [30] MECKING und SCHOTT a. a. O. Nr. [28]. Die Eisverhältnisse der einzelnen Jahre werden auf den Monatskarten (oder Pilot Charts) für die Zwecke der Schiffahrt laufend eingetragen. — [31] SCHOTT, Die Stromversetzungen zwischen dem Englischen Kanal und New York, in „Verhandlungen des Geographentages zu Köln", Berlin 1903. — [32] Vgl. z. B. TIZARD, Soundings and temperatures in the Faeroe Channel, in Proc. R. Soc. vol. XXXV, Nr. 225, S. 202, London 1883; ferner

vgl. Knudsen, Hydrography of the "Ingolf"-Expedition, Kopenhagen 1899. Seit 1902 werden fast regelmäßig alle drei Monate ozeanographische Beobachtungen in der kritischen Gegend angestellt; vgl. auch Nielsen unter Nr. [19]. — [33] Vgl. O. Pettersson in „Petermanns Geograph. Mitteilungen", 1900, Heft 1 und 2, sowie W. Meinardus in „Annalen der Hydrographie", 1906, Tafel 17. — [34] Grundlegend waren die Arbeiten Mohns auf der „Vöringen"-Expedition; vgl. Den Norske Nordhavs-Expedition, Dybder, Temperatur usw., Kristiania 1887. Neuere Beobachtungen von Hjort, Nansen, Pettersson, Hamberg, Amundsen u. a m.; sie sind zusammengefaßt in dem bedeutsamen, modernen Werke von Helland-Hansen und Nansen, The Norwegian Sea, Kristiania 1909. — [35] Schott in „Annalen der Hydrographie" 1897, Juli-Heft; Brennecke ebenda, 1904, S. 49. Alljährliche Übersicht über die Eisverhältnisse im Jahrbuch des Dänischen Meteorol. Institutes; vgl. besonders auch Meinardus, Periodische Schwankungen der Eistrift bei Island, in „Annalen der Hydrographie", 1906. — [36] Nansen, Some oceanographical results of the expedition with the "Michael Sars" (Neues Magazin für Naturwissenschaft), Kristiania 1901. — [37] Knipowitch in „Annalen der Hydrographie", 1905, Tafel 6, 7, und Breitfuss in „Petermanns Geograph. Mitteilungen", 1904, Heft 2. — [38] Nansen, The Oceanography of the North Polar Basin, Kristiania 1902.

Kapitel VI.

Das Klima des Atlantischen Ozeans.

Gibt es überhaupt ein Klima des Atlantischen Ozeans? Wenn wir mit Hann unter dem Klima eines Ortes die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen des Ortes in ihrer Beziehung zum organischen Leben verstehen, so mag es uns zunächst bedünken, als sei nur eine Vielheit meteorologischer Erscheinungen über den unbewohnbaren Flächen des Weltmeers vorhanden, ohne Bedeutung speziell für den Menschen. Bei näherer Überlegung aber erkennen wir die direkte und indirekte, ganz hervorragende Bedeutung eines richtig verstandenen atlantischen Klimas für die organische Welt. Was die Bodentemperatur für die klimatischen Verhältnisse einer festländischen Gegend ist, stellt die Oberflächentemperatur des Meerwassers im Klima des Ozeans dar; sie übt auf die Verteilung und Ausbildung der tierischen und pflanzlichen Lebewesen des Meeres einen durchgreifenden Einfluß aus, was Kap. VII bei der geographischen Verbreitung vieler Tiere, wie z. B. der fliegenden Fische, der Pinguine usf. zeigen wird. Es äußern ferner die klimatischen Zustände der einzelnen Teile des Atlantischen Ozeans eine unmittelbare Wirkung auf die atlantische Schiffahrt; jahraus, jahrein befinden sich viele Hunderte, ja viele Tausende Menschen auf dem Atlantischen Ozean und sind seinem Klima unterworfen, oft in schnellstem jähen Wechsel aus einer Zone in die andre übergehend: man denke z. B. an die nur wenige Tage in Anspruch nehmenden Reisen im Winter zwischen Westindien und New York. Klimatische Verhältnisse sind es auch, die in nicht wenigen Teilen unsres Ozeans die Schiffahrt erschweren, ja unterbinden. Es dürfte also wohl eine auch in Hinsicht auf die Bedürfnisse der Seeschiffahrt und endlich auch der Hygiene ganz allgemein lohnende Aufgabe sein, die wesentlichen Charakterzüge atlantischer Klimaregionen zu schildern. Dazu kommen die klimatischen Verhältnisse der atlantischen Küsten und besonders die der dauernd oder vorübergehend bewohnten atlantischen Inseln.

A. Die meteorologischen Grundzüge des Atlantischen Ozeans nach ihrer regionalen Verteilung.

Welche Fülle der meteorologischen Einzelerscheinungen und Gegensätze birgt der Atlantische Ozean in sich! Von den eisumstarrten, menschenfeindlichen Küsten Grönlands und Spitzbergens fliegt der Gedanke hin zu den lauen, milden Lüften der Subtropen, denen, wie auf Madeira, ein unvergleichlicher blauer Himmel lacht; wir denken auch an die feuchtheißen, schwülen, von schweren Wetterwolken überlagerten westafrikanischen Gewässer des Südwestmonsun-Gebietes, an die südhemisphärische Passatzone, die den südwärts Fortschreitenden bei rapider Temperaturabnahme hineinführt in eine Zone der stärksten Luftbewegung, die die Erde kennt, in die Region der

„braven" Westwinde, und endlich endet im hohen und höchsten Süden alles wiederum in ewigem Schnee und Eis. Von etwa —2° bis +28° schwankt die Meerestemperatur, von etwa —40° im Nordpolarbecken und im Weddell-Meer bis +28° und 30° in den atlantischen Tropen schwankt die Lufttemperatur. Gegenüber dem außerordentlichen Reichtum meteorologischer Eigenheiten, die uns die folgenden Blätter darstellen sollen, ist es aber wichtig, sich klar zu machen, daß im wesentlichen nur die untersten Schichten des Luftmeers und nur die obersten Schichten des Weltmeeres an den meteorologischen Gegensätzen teilhaben: denken wir uns in die Höhen der Atmosphäre und in die Tiefen des Ozeans versetzt, so schwinden in einem mit der Entfernung von der Meeresoberfläche wachsenden Maße die meisten der geographischen Besonderheiten, und eine erstaunliche Gleichförmigkeit zumal der Wärmeverteilung greift innerhalb beider Medien Platz. Seicht, papierdünn in einem vertikal die Erde durchschneidenden Profil ist in Wirklichkeit die Zone der klimatischen Differenzierungen, verschwindend und unbedeutend im Vergleich zur erdrückenden Masse der eisigen atmosphärischen Höhen und der kalten atlantischen Tiefen.

§ 44. Die Temperaturen des atlantischen Oberflächenwassers und die der Luft über dem Atlantischen Ozean.

(Tafel XVII—XX.)

Nur mit einigen Leitsätzen führen wir uns die wichtigsten Tatsachen über die Wärmeverteilung in dem Wasser der Meeresoberfläche wieder vor Augen, soweit sie klimatologisch bedeutsam sind*. Die Linie oder Zone größter Wasserwärme fällt im Jahresdurchschnitt nicht mit dem Äquator zusammen, sondern erstreckt sich vom Karibischen Meer hinüber nach dem Kap Palmas; das südatlantische Wasser ist daher fast durchweg kälter als das nordatlantische gleicher geographischer Breite.

Außer diesem durchgreifenden Unterschied zwischen Nord- und Süd-Breite sind auch die Wassertemperaturen der West- und Ost-Seite erheblich voneinander verschieden. Zwischen 60° S-Br. und 30° N-Br. wird die afrikanische Seite des Ozeans von kälterem Wasser bespült als die amerikanische Seite; so hat die südwestafrikanische Küste eine um 5 bis 7° niedrigere Wassertemperatur als die südbrasilianische Küste, und die nordwestafrikanischen Gewässer sind um ähnliche Beträge kälter als die westindischen. Von 40° N-Br. an dreht sich jedoch dies Verhältnis um, indem nun die europäische Seite vor der amerikanisch-grönländischen einen Wärmereichtum voraus hat, der sich auf 5 bis 8° beläuft (Tafel X und XI).

Der Vergleich mit den für das ganze Weltmeer gültigen „normalen" Werten der Wassertemperatur unter den verschiedenen Breiten führte zu dem Ergebnis, daß der Nordatlantische Ozean, von einzelnen Gebieten über kalten Strömungen abgesehen, im allgemeinen eine positive Wärmeanomalie besitzt, d. h. er erscheint zu warm, daß dagegen der Südatlantische Ozean hauptsächlich in seinen südöstlichen Regionen zu kalt ist. Für die Bouvet-Gegend berechnet sich das Wärmedefizit sogar auf rund 4° (Tafel XIV).

Besonders wichtig im Hinblick auf die entsprechenden Verhältnisse in der untersten Luftschicht über dem Meere werden die regional wechselnden Beträge der Jahresschwankung

* Die ausführliche Behandlung siehe in § 30, S. 127 ff.

des atlantischen Oberflächenwassers (vgl. Tafel XIII). Innerhalb der Wendekreise bleibt diese Amplitude fast überall unter 5°; ja, es befindet sich zwischen 20° und 30° W-Lg. auf etwa 5° N-Br. sogar ein Gebiet, wo im Laufe des Jahres die Wassertemperatur um noch nicht 1° zu schwanken pflegt, also eine außerordentliche Gleichmäßigkeit, ein jahraus, jahrein im wesentlichen unveränderter Wärmevorrat in der Meeresoberfläche vorhanden ist. Ebenso gering fällt auch in den hohen nördlichen und südlichen Breiten die Jahresschwankung aus, weil selbst bei starker Kälte eine unter —1.7° bis —2° herabgehende Erniedrigung der Wassertemperatur nicht eintritt. Die größten Amplituden finden wir daher in den sogenannten „Roßbreiten"*, wo sowohl starke sommerliche Erwärmung als auch winterliche Abkühlung wirksam zu werden pflegen. — Was nun

die Temperaturen der Luft über dem Atlantischen Ozean

anbelangt, so kann es bei dem innigen Zusammenhange, der zwischen der Temperatur des Oberflächenwassers und der der untersten Luftschicht notwendig besteht, nicht wundernehmen, wenn der Verlauf der Luftisothermen über dem Atlantischen Ozean in der Hauptsache ganz ähnlich dem der Wasserisothermen ist; allerdings treten, da die Luftmassen auch von den angrenzenden Kontinenten hergekommen sein können und in solchen Fällen den daselbst geltenden Einflüssen unterworfen waren, noch einige andre neue Faktoren maßgebend bei der regionalen Verteilung der Lufttemperatur auf. Das atlantische Wasser ist eben an den Ozean für immer gebannt, nicht so die Luft über dem atlantischen Wasser.

Im Jahresdurchschnitt (Tafel XVIII) und auch in den Einzelmonaten, deren Temperaturlinien in Tafel XVII vereinigt sind, bestätigen sich auch für die Luft die charakteristischen Unterschiede zwischen Nord- und Südbreite einerseits und besonders zwischen West- und Ostseite des Atlantischen Ozeans anderseits. Die 0°-Isotherme zieht vom Südende der Hudson-Bai über Belle Isle und Kap Farvel zwischen Jan Mayen und Island hindurch und erreicht etwa 100 Seemeilen oder 200 km nördlich vom Nordkap auf rund 72.5° N-Br. ihre nördlichste Lage; im Südatlantischen Ozean dagegen verläuft sie, mit Ausnahme der Gegend südlich des Kap Horn, durchschnittlich schon bei 55° S-Br. Die 10°-Isotherme verläßt in der niedrigen Breite von New York den nordamerikanischen Kontinent und quert ebenso wie die 0°-Linie in einem nach Norden geschwungenen Bogen den Atlantischen Ozean derart, daß sie bei Irland nahezu den 55. Parallel berührt; die südatlantische 10°-Isotherme läuft aber dem 44. Breitengrad annähernd parallel. Sehr bedeutend ist auch der hemisphärische Unterschied für die 20°-Linie: auf Südbreite liegt die eine Hälfte ihrer ozeanischen Erstreckung nördlich, die andre Hälfte südlich des Wendekreises, so daß als Durchschnittsbreite die des Wendekreises gelten darf; auf Nordbreite verläuft die 20°-Isotherme von New Orleans nach den Bermudas und nach den Canarischen Inseln, und die Durchschnittsbreite ihrer Lage ist 33°, somit eine um volle 10 Grade höhere Breite als im Südatlantischen Ozean. Die Jahrestemperaturen von 25.7° für Pará und von nur 24.6° am Gabun — beide Örtlichkeiten unter dem Äquator gelegen — werden übertroffen von 26.3° für Barbados unter rund 13° N-Br. oder von 26.2° für Lagos unter rund 7° N-Br. Auch die Zone höchster Lufttemperatur im Jahresdurchschnitt ist also nördlich des geographischen Äquators zu suchen.

* Die Erklärung dieses Ausdruckes findet sich S. 41/42.

Klimatisch bedeutsamer und den absoluten Beträgen nach größer als die Nord-Süd-Unterschiede sind die Unterschiede der Lufttemperatur zwischen Westen und Osten, zwischen der amerikanischen und der europäisch-afrikanischen Seite des Ozeans; wir dürfen uns dabei nicht auf die Jahresmittel beschränken, sondern müssen auch einige die Jahreszeiten vertretende Monate* mit heranziehen, um an den Kern der zugrundeliegenden Tatsachen zu gelangen, und deshalb wolle der Leser zunächst die nachstehende Temperaturtafel durchmustern, in welcher für vier verschiedene Breitengrade je drei Stationen vereinigt wurden, eine von der Westseite, eine von der Mitte und eine von

Lufttemperatur °C.

	etwa 55° N-Br.				etwa 30° N-Br.			
	Hoffental (Labrador)	55° N. 35° W.	Rothesay (Schottland)	Differenz Ost minus West	Savannah	31° N. 35° W.	Mogador	Differenz Ost minus West
Februar	−18.6	2.5	4.2	*+22.8*	11.4	18	14.9	*+3.5*
Mai	0.3	7	10.5	*+10.2*	22.6	21	18.2	*−4.4*
August	10.1	11.5	14.6	*+ 4.5*	26.3	25.5	20.1	*−6.2*
November	− 5.6	4	5.4	*+11.0*	14.2	22	17.0	*+2.8*
Jahr	− 3.8	7.5	8.8	*+12.6*	18.6	23	17.6	*−1.0*

	etwa 20° S-Br.				etwa 55° S-Br.			
	Santos	22° S. 35° W.	Swakopmund	Differenz Ost minus West	Kap Horn	Süd-Georgien	Bouvet-I.	Differenz Ost minus West
Februar	24.4	25	17.3	*−7.1*	8.7	5.6	(2.5)	*−6.2*
Mai	21.3	22.5	15.9	*−5.4*	4.2	0.3	(−2.5)	*−6.7*
August	18.8	20	12.7	*−6.1*	2.8	−1.2	(−4)	*−6.8*
November	22.9	22	14.8	*−8.1*	6.6	3.2	(0)	*−6.6*
Jahr	21.9	22	15.2	*−6.7*	5.4	1.8	(−1.5)	*−6.9*

Die eingeklammerten Zahlen sind unsichere Werte.

* Hier und auch sonst in diesem ganzen Kapitel werden als solche Monate stets Februar, Mai, August und November benutzt, und nicht Januar, April, Juli und Oktober, die für die Klimatologie der Landgebiete maßgebend sind. Es beträgt aber im Seeklima, d. h. an allen den ozeanischen Einflüssen ausgesetzten Küstenstationen die Verzögerung des Eintritts der Extreme und Mittel gegen jene der Insolation nach Hann (Meteorologie, 1. Aufl., S. 95, Anm.) auf 60° Breite 44 Tage, auf 35° Breite sogar 55 Tage, so daß die Wahl von Februar usw. in der Klimatologie eines Ozeans sachlich geboten erscheint. Wir erreichen auf diese Weise auch einen vollen Anschluß an alle Temperaturangaben für das Meerwasser, dessen Phasenzeiten schon immer durch Februar, Mai usw. gekennzeichnet werden.

der Ostseite des Atlantischen Ozeans. In der jeweils vierten, kursiv gedruckten Zahlenreihe steht die Temperaturdifferenz: östliche Station minus westliche Station — unter Außerachtlassung der Station auf der Ozeanmitte —, so daß diese Differenzen mit den entsprechenden Differenzen der Wassertemperaturen auf S. 128 vergleichbar sind. Im Jahresdurchschnitt ist vom hohen Norden ab bis etwa an die Nordgrenze der Subtropen (35° N-Br.) die Luft über der europäischen Seite des Ozeans wärmer, über großen Gebieten sogar sehr bedeutend wärmer als die Luft über der amerikanischen Seite; dann dreht sich das thermische Verhältnis beider Ozeanseiten in das Gegenteil um, und es bleibt durch die Tropen und die südliche gemäßigte Zone bis zum Eismeer hin stets die amerikanische Ozeanseite die der Lufttemperatur nach begünstigte. In diesem Sinne verhält sich die atlantische Lufttemperatur durchaus der atlantischen Wassertemperatur analog. Auf südlicher Breite scheint nun auch zu keiner Jahreszeit eine wesentliche Abweichung von diesen thermischen Unterschieden zwischen den beiden Ozeanseiten einzutreten, wenn schon die Beträge an sich von Monat zu Monat etwas schwanken. Swakopmund und die Bouvet-Insel sind nicht bloß im Jahresmittel, sondern auch in den Einzelmonaten etwa 5° bis 7° kälter als das auf gleicher Breite gelegene Santos, bzw. Kap Horn. Der Nordatlantische Ozean bietet dagegen unter dem übermächtigen Einfluß des eisigen Kontinentalwinters Nordamerikas auf der Westseite das Bild arger Gegensätze in den einzelnen Monaten, da z. B. an der Labradorküste die Temperatur des kältesten Monats bei etwa —18° wechselt mit einer Temperatur des wärmsten Monats von etwa 10°, während auf der europäischen Seite die Schwankung nur 10° beträgt. Daher erklärt es sich, daß Rothesay an der schottischen Westküste im Februar um 23°, im August nur um 4.5° wärmer ist als Hoffental in Labrador. Der durchschnittliche Wärmeüberschuß von 12.6° im Jahresmittel spricht beredt für die vielgerühmte Begünstigung Nordwesteuropas vor Ostamerika. Wechselvoller noch stellen sich die thermischen Beziehungen dar, wenn wir die unteren Luftschichten des Atlantischen Ozeans etwa längs dem 30. Parallel in Gedanken passieren. Hier besagt die für den Jahresdurchschnitt errechnete Differenz zwischen Osten und Westen von —1.0° wenig. Denn im Februar und November ist die marokkanische Küste, obwohl an sich recht kühl, doch relativ wärmer als Savannah, das im Herbst und Winter unter sehr unfreundlicher, auch die amerikanischen Südstaaten nicht verschonender Witterung mit ablandigen Winden zu leiden hat; im Frühjahr und Sommer dagegen ist Savannah heiß und dadurch dann um 4 bis 6° wärmer als Mogador, dessen Jahresschwankung im Mittel nur 6 bis 7° erreicht. Zwischen das amerikanische und marokkanische Küstengebiet schiebt sich hier ein rein ozeanisches Gebiet ein, das in dem Wärmegang über dem Golfstrom (Floridastrom) seinen Ausdruck findet: mit seiner jährlichen Wärmesumme beide Küstengebiete weit überragend, vermittelt es im Frühjahr und Sommer den Übergang von der heißen atlantischen Westseite zur kühlen Ostseite dieser Breiten und stellt im Herbst und Winter ein Wärmereservoir oder eine Zone des dauernden Wärmeüberschusses sowohl nach der westlichen wie nach der östlichen Ozeanseite hin dar. Dieser Gegend, die auch die Bermuda-Inseln einschließt (§ 56), wohnt zweifellos eine ganz erhebliche regulierende Tätigkeit in meteorologischer Hinsicht inne, sie dürfte ein „Aktionszentrum“ der atlantischen Atmosphäre sein. Eine Andeutung ganz ähnlicher Verhältnisse findet sich übrigens auch im Südatlantischen Ozean, ebenfalls vergleichsweise nahe seinem westlichen Rande, und zwar ungefähr vom Wendekreis ab bis zur Höhe der La-Plata-Mündung; die für 22° S-Br. und 35° W-Lg. in der

Tabelle auf S. 197 gegebenen Werte lassen, unter Beachtung der umgekehrten südhemisphärischen Jahreszeiten, dieselben soeben für die Floridastrom-Gegend skizzierten thermischen Gesichtspunkte hervortreten.

Die mittleren Jahresschwankungen der Lufttemperatur (Tafel XIX) über dem Atlantischen Ozean bleiben in den meisten Gegenden unter 10°, zwischen 30° N-Br. und 20° S-Br. sogar unter 5°, und die geringsten mittleren Differenzen zwischen kältestem und wärmstem Monat scheinen an der Nordostküste Südamerikas und dem anschließenden Passatgebiet zwischen 10° und 0° N-Br. zu liegen, wo z. B. für Trinidad nur 1.7°, für Cayenne 1.5°, für Pará gar nur 1.4° Unterschied sich ergibt, der im Ozean draußen auf 1.1° noch weiter zurückgeht: hier umschließt also die Amplitudenlinie von 2.5° diejenige Zone, in der das tropisch-ozeanische Klima des Atlantischen Ozeans am reinsten zum Ausdruck kommt. Aber auch nach Nordosten hin, in der Richtung zum Europäischen Nordmeer, bleiben die Schwankungen erstaunlich gering; auf den Fär Öer haben wir nur einen Unterschied von 7.7°, am Nordkap erst einen solchen von 15°. Die gesamte atlantische Ostseite darf in diesem Sinne als die ozeanische gelten, während die atlantische Westseite auf Nord-Breite einen kontinentalen Charakter besitzt; denn hier erreichen die Amplituden der Lufttemperatur schon im nördlichen Golf von Mexiko 10 bis 15°, vor New York 20°, und sie steigen beim Fortschreiten zur Baffin-Bai und zur Ostseite Grönlands stetig bis 30 und 35°. Im südlichsten Südatlantischen Ozean übernimmt Graham-Land bis zu einem gewissen Grade die Rolle von Grönland, so daß mittlere Jahresschwankungen von mehr als 15° auf weiten Strecken auch des benachbarten Weddell-Meers auftreten dürften. Die Amplitude der Wassertemperatur nimmt in hohen Breiten wieder ab, wie wir sahen; die der Lufttemperatur nimmt mit der Breite stetig zu.

Wenn nun die Frage gestellt wird, inwieweit ist die Verteilung der Lufttemperaturen über dem Atlantischen Ozean normal oder nicht, d. h. wie weit weicht sie von den für die einzelnen Breitengrade gültigen Durchschnittswerten der ganzen Erde ab, so kann eine Karte der Isanomalen, zunächst der für den Jahresdurchschnitt berechneten, Aufschluß geben (Tafel XX). Ein wesentlicher Unterschied zu der entsprechenden Anomalenkarte der Wassertemperatur (Tafel XIV) gründet sich auf den Umstand, daß sich die Normalwerte der letztgenannten Temperatur nur aus den auf den einzelnen Breitengraden jeweils vom Weltozean eingenommenen Strecken errechnen, daß sich aber die Normalwerte der Lufttemperatur aus der Summe der Beobachtungen über Ozean und Festland herleiten. In den nachstehenden Normaltemperaturen der Luft nach Batchelder[1], die für die höchsten Nordbreiten nach Mohns[2] neuen Isothermenkarten, für den hohen Süden nach Hann und Meinardus verbessert wurden[3], ist also beispielsweise auch der Einfluß der ausgedehnten Kontinentalmassen Asiens und Nordamerikas mitenthalten; die Normaltemperaturen des Wassers nach Krümmel[4] holen wir bei dieser Gelegenheit nach und erhalten dann für das Jahr die in der Tabelle auf nächster Seite angegebenen Werte.

Die bedeutsamste aus Tafel XX heraustretende Tatsache dürfte sein, daß die Luft fast über dem ganzen Nordatlantischen Ozean nördlich von 20° N-Br. relativ zu warm ist, zu kalt aber über dem südlich von 20° N-Br. gelegenen Teil des Nordatlantischen Ozeans und über dem ganzen Südatlantischen Ozean östlich von 30° W-Lg. Die positive Temperaturanomalie der Luft erreicht über dem Europäischen Nordmeer den außergewöhnlichen Betrag von 10°, ja 14 und 15°. Auf 70° N-Br. wäre —11° normal; statt

Normalwerte der Luft- und der Wassertemperatur (°C) von 5 zu 5° Breite.

Nördliche Halbkugel				Südliche Halbkugel			
Breite	Luft	Wasser	Luft minus Wasser	Luft	Wasser	Luft minus Wasser	Breite
90°	−22.7	− 1.8	*−20.9*	−25.0	—	—	90°
80°	−18.1	− 1.8	*−16.3*	−20.6	—	—	80°
75°	−15.0	− 1.2	*−13.8*	−17.0	− 1.8	*−15.2*	75°
70°	−10.7	+ 0.7	*−11.4*	−12.8	− 1.8	*−11.0*	70°
65°	− 6.3	3.1	*− 9.4*	− 7.5	− 1.2	*− 6.3*	65°
60°	− 1.1	4.8	*− 5.9*	− 2.0	0.0	*− 2.0*	60°
55°	+ 2.2	6.1	*− 3.9*	+ 1.5	3.1	*− 1.6*	55°
50°	5.8	7.9	*− 2.1*	5.1	6.4	*− 1.3*	50°
45°	10.0	10.8	*− 0.8*	8.7	9.9	*− 1.2*	45°
40°	13.9	14.1	*− 0.2*	12.0	13.3	*− 1.3*	40°
35°	17.2	18.3	*− 1.1*	15.7	17.0	*− 1.3*	35°
30°	20.2	21.3	*− 1.1*	18.3	19.5	*− 1.2*	30°
25°	23.0	23.7	*− 0.7*	21.0	22.0	*− 1.0*	25°
20°	24.9	25.4	*− 0.5*	23.3	24.0	*− 0.7*	20°
15°	26.2	26.6	*− 0.4*	24.5	25.1	*− 0.6*	15°
10°	27.1	27.2	*− 0.1*	25.7	25.8	*− 0.1*	10°
5°	26.8	27.4	*− 0.6*	26.1	26.4	*− 0.3*	5°
0°	26.6	27.1	*− 0.5*	26.6	27.1	*− 0.5*	0°

dessen ist westlich von Tromsö die Lufttemperatur im Jahresmittel tatsächlich +4°. Charakteristisch hebt sich der Wärmeüberschuß der Ostseite der Baffin-Bai samt der Westküste Grönlands im Gegensatz zum Innern Grönlands heraus. Die Luft über den Teilen des Atlantischen Ozeans, die an Labrador, Neufundland und die Ostküste der Vereinigten Staaten grenzen, ist dagegen zu kalt; vor New York finden wir ein Wärmedefizit von —3°, dem ein Wärmeüberschuß von rund 4° in den italienischen Gewässern gleicher Breite gegenübersteht. Wir merken uns auch die kleineren, aber intensiv ausgeprägten Zonen negativer Temperaturanomalie, die sich an die nordwest- und an die südwestafrikanische Küste je von 30 bis 15° Breite anschmiegen; schon die Isanomalen der Wassertemperatur (Tafel XIV) zeigten ganz dieselbe Erscheinung.

Für die Beurteilung der meteorologischen Grundzüge des Atlantischen Ozeans nicht unwichtig ist endlich die regionale Verteilung der Unterschiede zwischen der Luft- und Wassertemperatur (Fig 63). Bei den einzelnen Klimaprovinzen werden mehrere Einzelbeispiele anzuführen sein, die die nicht gar selten auftretenden außerordentlich großen Wärmedifferenzen veranschaulichen und im besonderen zeigen, von welchen für den atlantischen Verkehr oft schwierigen Folgeerscheinungen eine Lufttemperatur, die höher ist als die Wassertemperatur, begleitet zu sein pflegt (Nebel. Dunst, vgl. § 46). Im Jahresdurchschnitt vereinfacht sich das Bild allerdings in hohem Maße, und es ergibt sich, daß über den weitaus größten Flächen des Atlantischen Ozeans die Differenz Lufttemperatur minus Wassertemperatur negativ, das Wasser also wärmer als die Luft ist, ein Verhalten, das als das normale zu gelten hat. In den meisten Fällen bewegt sich der Betrag der Differenz zwischen —0.5° und —1.5°; in der

Temperatur der Luft °C.

G. Schott Geographie des Atlant. Ozeans

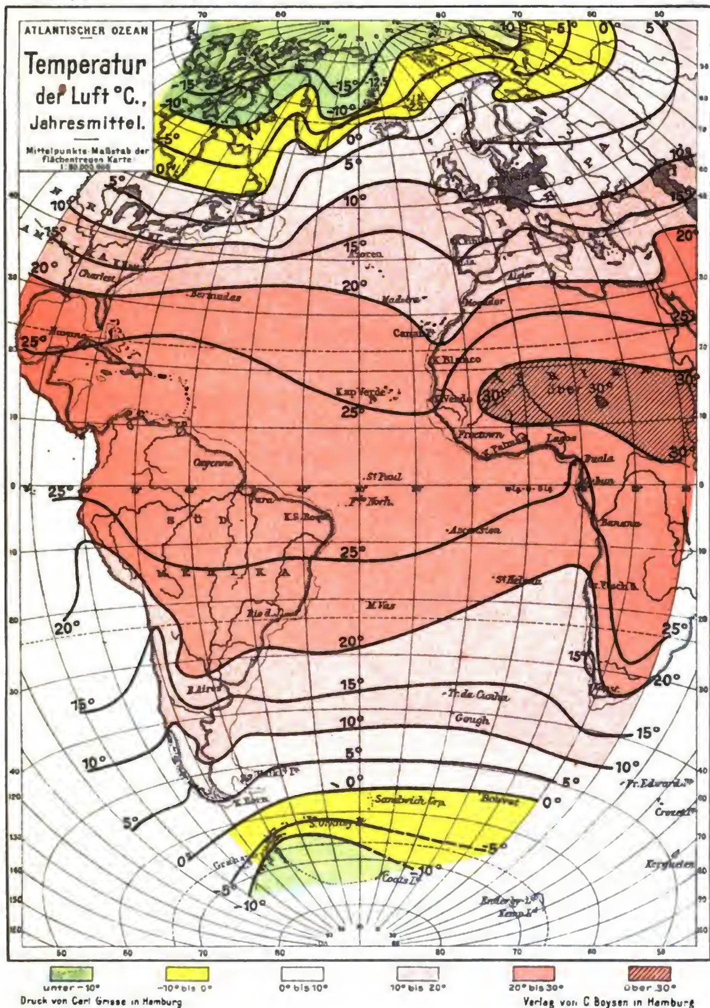
ATLANTISCHER OZEAN

Februar

ATLANTISCHER OZEAN

Mai

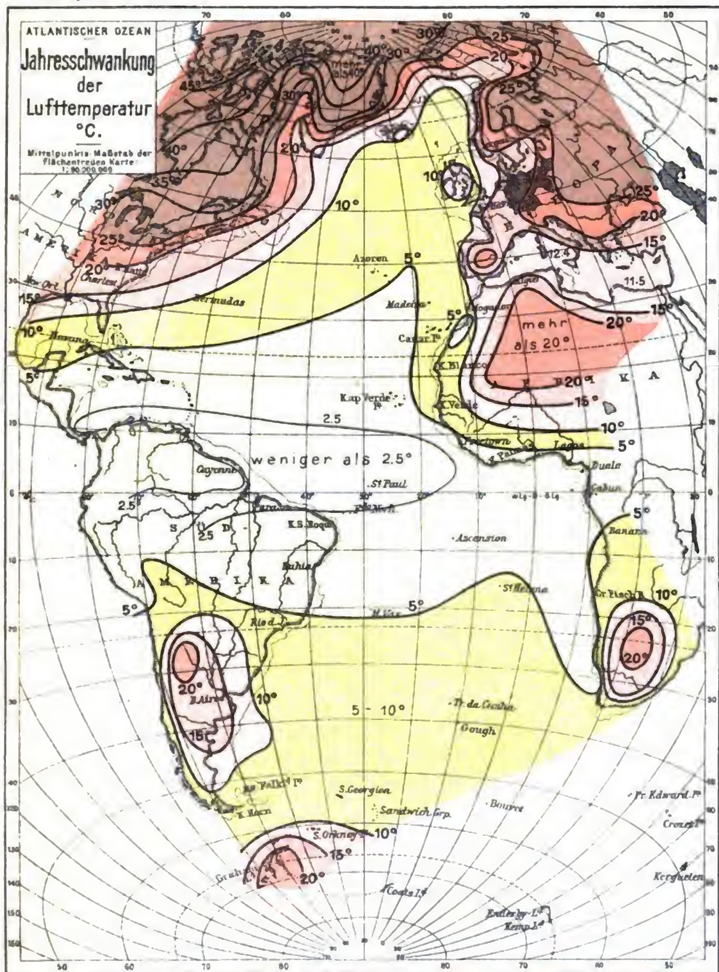
Druck von Carl Griese in Hamburg
Verlag von C. Boysen in Hamburg.



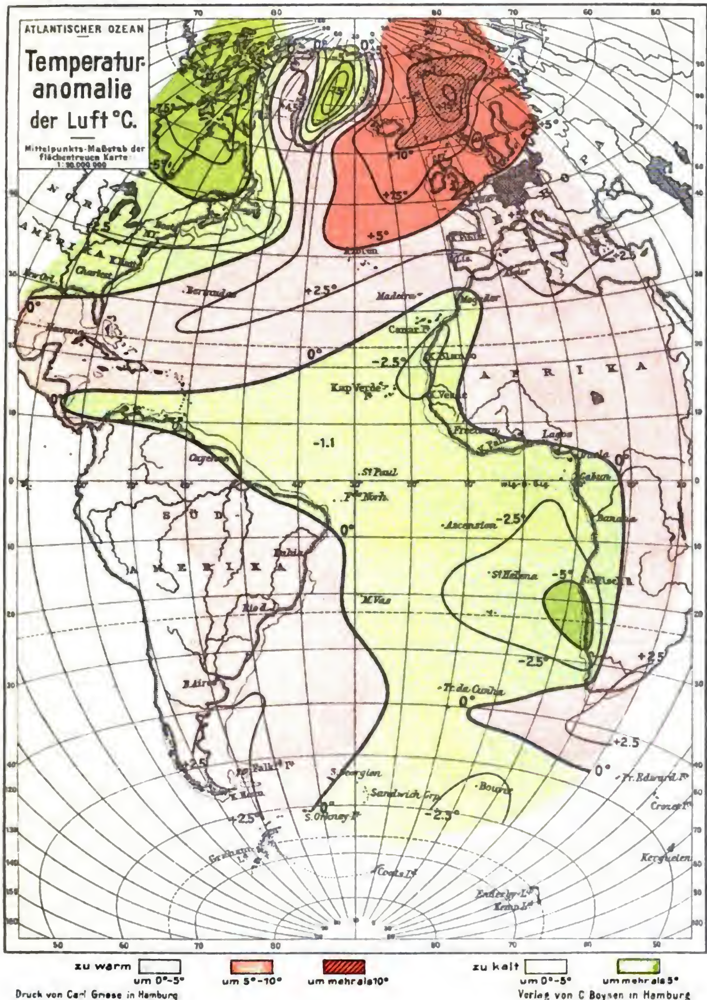
unter −10° | −10° bis 0° | 0° bis 10° | 10° bis 20° | 20° bis 30° | über 30°

Druck von Carl Griese in Hamburg

Verlag von C Boysen in Hamburg



Druck von Carl Griese in Hamburg
Verlag von C. Boysen in Hamburg



zu warm um 0°–5° | um 5°–10° | um mehr als 10°

zu kalt um 0°–5° | um mehr als 5°

Druck von Carl Griese in Hamburg
Verlag von C. Boysen in Hamburg

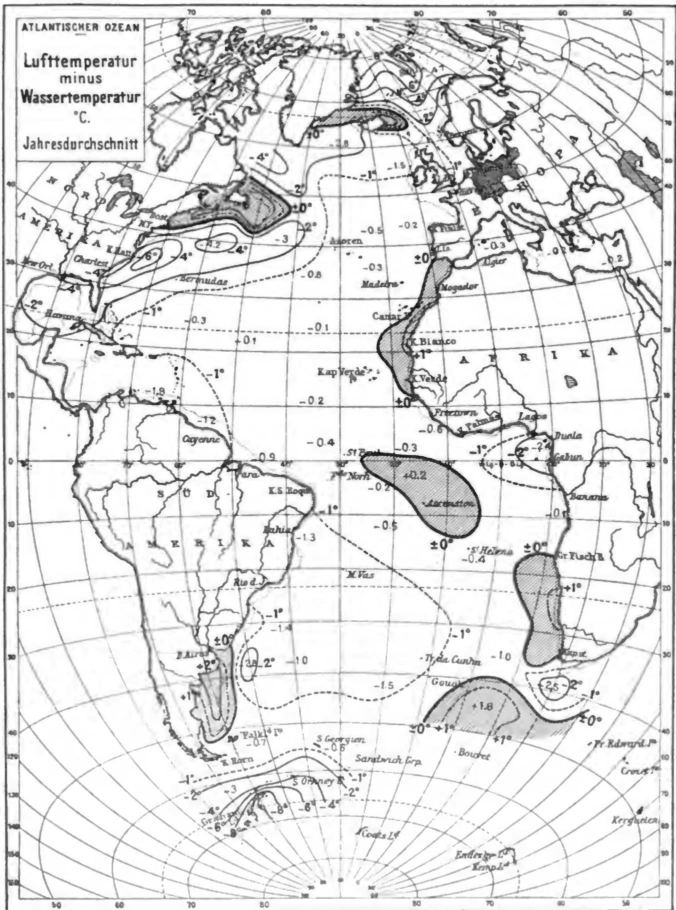


Fig. 63.

— bedeutet: das Wasser ist wärmer als die Luft.
\+ „ „ „ „ kälter „ „ „
Die Meeresflächen, in denen das Wasser kälter als die Luft zu sein pflegt, sind schraffiert.

schon oben S. 198 vorläufig herausgehobenen Golfstrom- und Bermudazone steigt jedoch der durchschnittliche Wärmeüberschuß des Wassers über die auflagernde Luft bis auf 4° und 6°. Ähnliche Beträge werden, und zwar in letzter Linie infolge ähnlicher meteorologischer und ozeanologischer Tatsachen, auch westlich von Spitzbergen erreicht. Nur an sieben dem Areal nach beschränkten Stellen scheint im Jahresmittel die Lufttemperatur über der Wassertemperatur zu liegen, so erstens in der Dänemark-Straße nördlich und östlich von Island, zweitens im Bereich der neufundländischen Gewässer, denen die Küstengewässer von Canada und der Union bis nahe an New York in diesem Zusammenhang hinzugerechnet werden. Auch erscheinen wieder — wie bei den Isanomalenkarten — die marokkanischen und südafrikanischen Küstengebiete gewissermaßen als anormale Zonen, dann die weitere Umgebung der Bouvet-Insel sowie die ostpatagonischen Gewässer. Am charakteristischsten ist vielleicht die mitten in den Tropen und mitten im Ozean gelegene, von Ascension bis zur Linie sich erstreckende Fläche eines dauernden Wärmeüberschusses der Luft über das Wasser. Freilich handelt es sich hier nur um mittlere Differenzen von +0.1° bis +0.3°, aber es ist in ozeanologischer und biologischer Hinsicht die der Erscheinung zugrundeliegende Zunge kalten Wassers der Südäquatorialströmung doch eine wichtige und eine in den Tropen ungemein auffällige Erscheinung.

§ 45. **Luftdruck und Winde über dem Atlantischen Ozean.**

(Tafel XXI und XXII.)

Die hervorragende klimatologische Bedeutung der großen Windsysteme ist offenkundig und unbestritten; die verschiedene Stärke der Luftbewegung, die mehr oder wenig große Konstanz der Bewegungsrichtung, der wechselnde Feuchtigkeitsgehalt der bewegten Luft üben durchgreifenden Einfluß auf das Klima einer bestimmten Meeres- oder Küstengegend aus, und daher ist eine allgemeine Übersicht über die atlantischen Windzonen zur Unterstützung der Abgrenzung der einzelnen Klimaregionen des Atlantischen Ozeans unerläßlich. Hinzu kommt, daß die Verkehrsgeographie, im besonderen die Lehre von den transatlantischen Segelschiffswegen, ihrer bedarf. Dagegen wohnt den regionalen und zeitlichen Veränderungen der atlantischen Luftdruckverteilung ein klimatologisches Interesse an sich nicht inne; weil aber nach dem Buys Ballotschen Grundgesetz* die Winde Ausgleichsbewegungen zwischen Zonen verschiedenen Luftdrucks darstellen, setzt ein tieferes Verständnis der Winde die Kenntnis der Druckverteilung voraus. Endlich erlangt bei Stürmen und Orkanen, bei atmosphärischen Störungen überhaupt, die Angabe der für eine Gegend und Zeit normalen oder durchschnittlichen Höhe des barometrischen Druckes eine unmittelbare Bedeutung; und im Verfolg dieses soeben erwähnten Umstandes kann wohl auch jemand an Bord eines Schiffes in die Lage kommen, seine an Bord abgelesenen Barometerstände mit den Zahlen vergleichen zu wollen, die aus den Isobaren oder Linien gleichen Luftdrucks unsrer Tafeln XXI und XXII entnehmbar sind. Ein solcher Vergleich verlangt, da die Isobarenwerte auf die gemeinsame Temperatur von 0° C. reduziert sind**, bei der Annahme, daß der Beobachter sich etwa 10 m über der Meeresoberfläche befindet, die Anbringung folgender Korrektionsgrößen in mm an die Bordablesung:

* S. Fußnote auf S. 205.

** Auf die normale Schwere des 45. Breitengrades sind die Luftdrucklinien nicht reduziert.

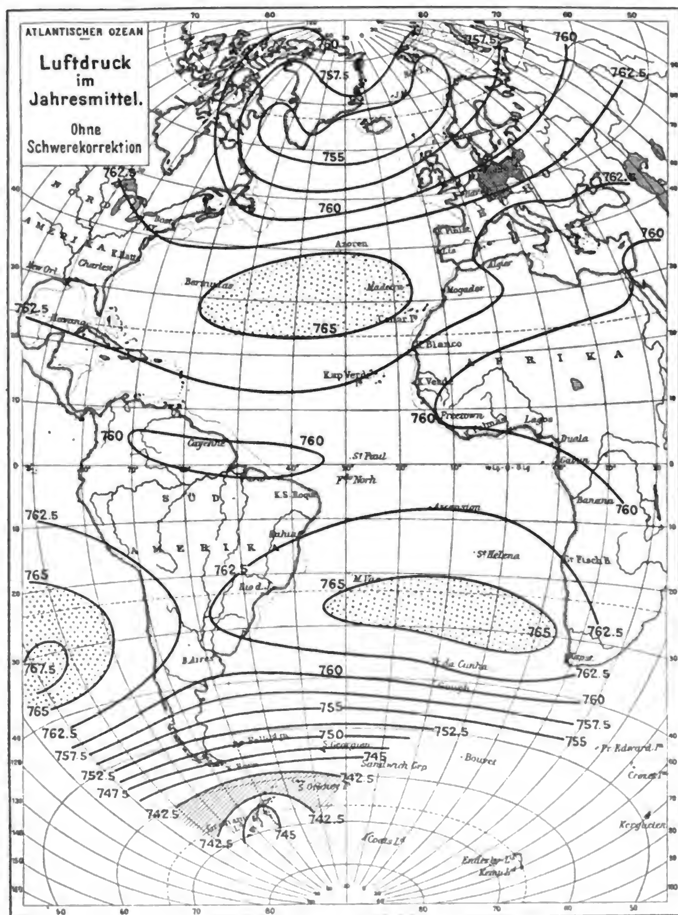

ATLANTISCHER OZEAN
Luftdruck im Jahresmittel.
Ohne Schwerekorrektion
NORD-AMERIKA
SÜD-AMERIKA
AFRIKA
Azoren
Bermudas
Madeira
Kap Verde
Mogador
Algier
C. Blanco
Freetown
Lagos
Cayenne
St Paul
K. S. Roque
Bahia
Ascension
St Helena
Gr. Fisch B.
Banana
B. Aires
Tr. da Cunha
Gough
S. Georgien
Sandwich Grp.
S. Orkney I.
Bouvet
Pr. Edward I.
Crozet I.
Kerguelen
Coats L.
Enderby L.
Kemp L.
765
762.5
760
757.5
755
752.5
750
747.5
745
742.5
767.5

Fig. 64.

Thermometer am Barometer:				
0° C	8° C	16° C	24° C	32° C
+1 mm	0 mm	—1 mm	—2 mm	—3 mm

Schon im **Jahresdurchschnitt** (Fig. 64) fallen die zwei etwa um 30° N-Br. und 30° S-Br. gelagerten, ein wenig nach der Ostseite des Atlantischen Ozeans verschobenen Kerne hohen Druckes mit über 765 mm als ein Hauptmerkmal in die Augen, es sind die **Roßbreiten** der Seeleute (S. 41). Zwischen ihnen erstreckt sich in der Nähe des Äquators ein Band vergleichsweise niedrigen Druckes quer über den Ozean von der Nordostküste Südamerikas nach der Guinea-Bucht hinein; vor der Mündung des Amazonenstromes finden wir sogar weniger als 760 mm. Aber auch polwärts von den beiden subtropischen Hochdruckgebieten nimmt der Druck ab, und zwar besonders schnell im Südatlantischen Ozean in der Richtung nach Kap Horn und dem Weddell-Meer bis 60° und 65° S-Br.; im nordatlantischen Teil zieht eine Rinne relativ niedrigsten Druckes von der Baffin-Bai aus nach Island und nach dem norwegischen Nordkap. Polwärts hiervon ist ein erneutes Ansteigen des Druckes für die Nordhalbkugel sicher festgestellt, für die südlichsten dauernd von Eis bedeckten Teile der Weddell-See und für das Graham-Land sehr wahrscheinlich. Gehen wir in Gedanken etwa auf dem 30. oder 20. westlichen Längengrad im atlantischen Tal vom äußersten Norden zum fernsten Süden, so wird eine wellenförmige Anordnung der Zonen unterschiedlicher Barometerstände in meridionaler Richtung unverkennbar, etwa so, wie die Skizze (Fig. 65) sie zeigt.

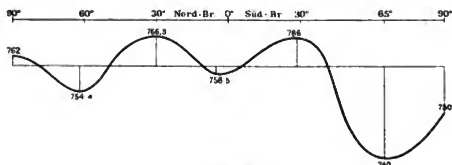


Fig. 65.

Gang des Luftdruckes längs dem Atlantischen Ozean (N—S-Richtung).

Im **Hochsommer der nördlichen Halbkugel** (Tafel XXII, Isobaren des August) haben die Roßbreiten ihren Luftdruck gegenüber dem Jahresdurchschnitt sogar erhöht, in den sechziger Breiten steht das Barometer jetzt aber auch höher, so daß im ganzen das barometrische Gefäll nicht gewachsen ist, über den nördlichen Teilen des Europäischen Nordmeeres sogar abgenommen hat. Im Südatlantischen Ozean reicht dagegen die Zone mit mehr als 765 mm von Südbrasilien quer hinüber nach Südafrika, und die Drängung der Isobaren von 40 bis 70° S-Br. deutet auf heftige Ausgleichsbewegungen der Luft: es ist der Winter der südlichen Hemisphäre. Aber auch im Februar, dem **Hochsommer der südlichen Halbkugel** (Tafel XXI) sind, obwohl das Roßbreitenmaximum, soweit die Fläche von über 765 mm in Betracht gezogen wird, auf ein kleines Gebiet halbwegs zwischen St. Helena und Tristan da Cunha zusammenschrumpft, die Luftdruckgefälle zum Kap Horn hin steil, ja, es erscheint sichergestellt, daß gerade um diese Jahreszeit — merkwürdig genug — die Rinne niedrigsten atmosphärischen Druckes südlich vom Kap Horn und südlich von den Süd-Orkney-Inseln, im Weddell-

Meer ganz besonders tief ausgeprägt ist, Stürme daher im Südsommer hier mindestens so häufig auftreten wie im Winter. Auf nördlicher Breite gewinnt im Februar die erhebliche Vertiefung des isländischen Druckminimums wesentlich noch dadurch an meteorologischer Bedeutsamkeit, weil gleichzeitig, also während des Winters, über Europa, Spitzbergen, Grönland und Nordamerika, besonders über den zwei letztgenannten Landgebieten, das Barometer ganz erheblich steigt; hierdurch wachsen die Luftdruckunterschiede allseitig, und es muß die Luft von allen Seiten nach der Zone niedrigsten Druckes wie in einen Kessel hineinströmen.

Es besteht ein Abhängigkeitsverhältnis zwischen gewissen großen Zügen der Lufttemperatur- und Luftdruckverteilung. Der äquatorialen Zone größter Wärme entspricht die äquatoriale Luftdruckfurche; im nördlichen Winter ist das atlantische Meer zwischen Neufundland, Island und Norwegen relativ zu den angrenzenden kalten Festländern sehr warm, dann haben wir über dem Wasser das stark ausgeprägte Druckminimum, über den festländischen Umrandungen dieses warmen Meeres aber Druckmaxima. Nicht bloß die Isothermen, sondern und besonders auch die Isanomalen der Lufttemperatur höherer Breiten (Tafel XX) lassen erkennen, daß die Gegenden eines Wärmeüberschusses die Entstehung von Tiefdruckgebieten begünstigen, und so kann schon hier ausgesprochen werden, daß die große winterliche Sturmhäufigkeit in den fünfziger, sechziger Breiten des Nordatlantischen Ozeans einschließlich der norwegischen Gewässer in letzter Linie durch thermische Verhältnisse bedingt, also eine Folge gewisser klimatischer Zustände des atlantischen Meeres und seiner kontinentalen Umrandungen ist. Nichtatlantischer Charakter dagegen kommt den Luftdruckmaxima der subtropischen Roßbreiten zu; denn ihre Entstehung hängt — zunächst wenigstens — mit allgemeinen, hier nicht zu erörternden dynamischen Vorgängen der atmosphärischen Zirkulation zusammen.

In voller innerer Übereinstimmung mit der Luftdruckverteilung stehen nun die vorherrschenden Luftströmungen des Atlantischen Ozeans (Tafel XXI u. XXII), gemäß dem Buys Ballotschen Gesetz*. Von den subtropischen ovalförmigen Kernen hohen Druckes aus ziehen jahraus, jahrein äquatorwärts die Passatwinde, auf N-Br. der NO-Passat, auf S-Br. der SO-Passat; entsprechend der Lage des meteorologischen Äquators und der äquatorialen Furche des Luftdruckes begegnen sie sich stets nördlich von der Linie, der SO-Passat greift also zu allen Jahreszeiten auf die nördliche Halbkugel über. Aber die Ausdehnung des äquatorialen Grenzgebiets der beiden Passatzonen schwankt ziemlich erheblich von Monat zu Monat, da besonders die südliche Grenze des NO-Passates mit der Sonne wandert. Im nördlichen Hochsommer beginnt der NO oft schon an der portugiesischen Küste als „Norder", hört dafür aber bereits bei den Kapverdeschen Inseln auf, und das im allgemeinen dreieckige, nach Westen auskeilende Grenzgebiet, die Zone der äquatorialen Stillen und veränderlichen Winde, ist um diese Zeit

* Das Buys Ballotsche Gesetz über die Beziehung zwischen Luftdruck und Wind besagt: Auf der nördlichen Halbkugel hat ein Beobachter, der sich mit dem Rücken gegen den Wind stellt, den Ort niedrigeren Luftdrucks stets zu seiner Linken und etwas nach vorn (den Ort höheren Druckes zur Rechten und etwas nach hinten). Auf der südlichen Halbkugel hat der mit dem Rücken gegen den Wind sich stellende Beobachter den Ort niedrigeren Druckes stets zu seiner Rechten und etwas nach vorn (den Ort höheren Druckes zur Linken und nach hinten). Dies Gesetz ist der Ausdruck der zwei Tatsachen, daß der Wind vom höheren zum niedrigeren Luftdruck hinweht und daß seine Richtung eine mit der Breite wachsende, durch die Erdrotation bedingte Ablenkung erfährt, auf N-Br. nach rechts, auf S-Br. nach links.

am breitesten. Die Basis dieses dreieckigen Zwischenstückes bildet die Sierra-Leone-Küste, die Spitze mag dann in 40° W-Lg. auf rund 5° N-Br. liegen. Im nördlichen Winter dagegen findet oft ein unmittelbarer Übergang vom NO- in den SO-Passat statt, der Kalmengürtel reicht nur wenig über 20° W-Lg. westwärts hinaus. An der NO-Küste Südamerikas, von der Amazonas-Mündung aus nördlich und seewärts gerechnet, vereinigen sich in allen Monaten die beiden Passate zu einer ungemein beständigen aus O und ONO kommenden Luftströmung, während auf der afrikanischen Seite des Ozeans der SO-Passat an seiner nördlichen Grenze, also auf N-Breite, in südwestliche Winde übergeht, die besonders im nördlichen Sommer als ziemlich beständiger Monsun wehen und die um die gleiche Jahreszeit besonders breite Zwischenzone zwischen beiden Passaten ausfüllen helfen. Endlich beachten wir noch die Tatsache, daß die polare Grenze beider atlantischen Passate an der europäisch-afrikanischen Seite stets in erheblich höherer Breite liegt als an der amerikanischen Seite — die geographische Ausdehnung dieser zwei tropischen Windsysteme ist also im ganzen genommen auf der Ostseite des Ozeans bedeutender als auf der Westseite.

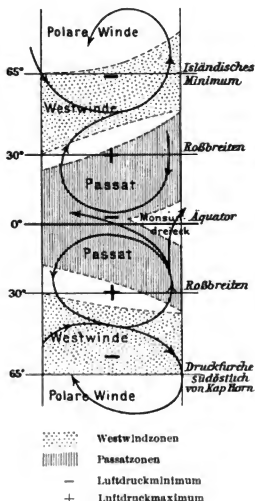


Fig. 66.

Schema der vorherrschenden Luftströmungen auf dem Atlant. Ozean.

Der ältesten kartographischen Darstellung dieser zwischen rund 30° N-Br. und 30° S-Br. den Atlantischen Ozean durchsetzenden Windsysteme begegneten wir schon oben (S. 24) bei Halley; die neueste Abbildung nach der von der Seewarte vertretenen Auffassung zeigen Tafel XXI und XXII, auf denen nicht nur die große Konstanz der Passate durch die lang durchgezogenen Windpfeile, sondern auch die verschiedene Windstärke durch wechselnde Dicke dieser Pfeile kenntlich gemacht wird.

Die Roßbreiten stellen im Nord- und im Südatlantischen Ozean die wichtigste Windscheide dar; während an ihrer äquatorialen Seite die Passate die Ausgangsstelle haben, beginnt an ihrer polaren Seite je ein Gürtel veränderlicher, vorwiegend westlicher Winde, der zwischen rund 40° und 60° Br. sich ausdehnt. Die westlichen Winde übernehmen zweierlei Funktionen, einmal die, von dem subtropischen Druckmaximum Luft nach höheren Breiten abzuführen und damit einen Kreislauf von Luftströmungen zu schließen, die aus diesem Maximum allseitig herausstrahlen (antizyklonale Bewegung), sodann die Funktion, Luft hinzubringen nach dem isländischen und Kap-Horn-Druckminimum, nach welchen auch östliche Winde von den nordpolaren, bzw. südpolaren Teilen des Atlantischen Ozeans hinwehen (zyklonale Bewegung). Wir betrachten hierzu die schematische Textfigur 66 und unsre zwei Windkarten.

Bei einem Vergleich der Karte des Februar mit der des August wird der große Stärkeunterschied zwischen den nordhemisphärischen Westwinden des Winters und denen des Sommers nicht unbeachtet bleiben können. Durchschnittliche Windstärken von

über 6 der Beaufort-Skala* finden wir außer über dem winterlichen Nordatlantischen Meere unsrer Breiten, soviel wir wissen, nirgends und zu keiner Jahreszeit wieder, höchstens am Kap Horn; die große transatlantische Verkehrsstraße zwischen dem Englischen Kanal und New York liegt, so mäßig die südwestliche Luftbewegung auf ihr im Sommer ist, im Winter im Bereiche der schwersten Stürme, die überhaupt vorkommen. Die Heftigkeit der winterlichen nordatlantischen Westwinde wurde bereits S. 205 aus den enormen Differenzen zwischen dem Luftdruck der kalten kontinentalen Umrandung und dem Luftdruck des warmen Ozeans erklärt; da im Winter die positive Anomalie der Wasser- und Lufttemperatur über dem nordatlantischen Meere ihren höchsten Betrag erreicht, gewinnt das barometrische Minimum um diese Zeit seine größte Intensität und der Luftaustausch seine höchste Energie. Den atlantischen Westwinden der Südhalbkugel fehlt anscheinend ein derartiger jahreszeitlicher Gang in der Windstärke fast ganz; das Druckgefäll von den Roßbreiten zu der barometrischen Rinne südlich vom Kap Horn und südlich von der Bouvet-Insel ist stets erheblich (S. 204) und die Luftströmung daher stets kräftig, so daß in der Jahressumme allerdings der gleiche Betrag an bewegten Luftmassen sich ergeben dürfte wie im Norden. Wie schon bei den Temperaturverhältnissen, so läßt also auch bei den Windverhältnissen der Nordatlantische Ozean gewisse kontinentale Charakterzüge erkennen, der Südatlantische aber zeigt mehr ozeanische Züge. Diese hemisphärische Verschiedenheit innerhalb des Atlantischen Ozeans ist in letzter Linie rein geographisch bedingt. Die jahreszeitlichen Gegensätze auf Nordbreite rühren her von der mit 50° N-Br. sich immer mehr steigernden Einengung des Ozeans durch Europa/Amerika — man vgl. die Karte S. 48; im Süden von 35° S-Br. aber ist mit dem Ende von Südafrika die eine Ozeanseite schon vollkommen landfrei, auf der andern, der amerikanischen Seite verlieren kontinentale Einflüsse bei der Keilform Südamerikas ständig an Bedeutung, um von 55° S-Br. ab bis 65° und 70° S-Br., gerade da, wo auf N-Br. der Atlantische Ozean sehr schmal wird, vollständig zu verschwinden. Erst ganz im Süden, südlich vom Polarkreis, dürfte in einem des nähern noch nicht bekannten Grade der südpolare Festlandstamm (Graham-Land, Coats Land) wieder dem Klima des Meeres ein gewisses Maß von kontinentalem Charakter aufprägen; es kann sein, daß das Weddell-Meer in dieser Hinsicht dem Europäischen Nordmeer ähnelt.

Alles zusammengefaßt, sind in hervorragender Regelmäßigkeit über dem Nordatlantischen und über dem Südatlantischen Ozean je zwei Kreisläufe vorherrschender Winde ausgebildet, auf Nordbreite der Kreislauf der Tropen- und Subtropenzone im Sinne der Uhrzeigerbewegung, der Kreislauf der gemäßigten und kalten Zone entgegen der Uhrzeigerbewegung; auf Südbreite erfolgt der um die Roßbreiten entwickelte Luftkreislauf gegen die Uhr, der um die Kap-Horn-Furche angeordnete mit der Uhr — allerdings ist uns der letztgenannte in seinem südlichsten Teile noch nicht vollkommen bekannt (Fig. 66).

Aus diesen Grundzügen der Windsysteme auf dem Atlantischen Ozean ergibt sich noch folgende, klimatologisch und ozeanographisch gleich bedeutsame und folgenschwere Tatsache. Innerhalb der Tropen und Subtropen sind die Winde (Passate) auf der afrikanischen Ozeanseite meist ablandig, d. h. sie wehen von den Küsten nach der

* Die Beaufort-Skala zählt von 0 bis 12; 0 = windstill, 3 = mäßiger Wind, 6 = starker Wind, 9 = Sturm, 12 = Orkan.

See hin, auf der amerikanischen Ozeanseite aber auflandig, d. h. sie wehen von der See zur Küste hin; in den mittleren und höheren Breiten aber dreht dies Verhältnis sich um: da herrschen auf der Ostseite des Ozeans, in West- und Nordeuropa, vorwiegend auflandige Winde von der äquatorialen Seite der Windrose her, auf der Westseite des Ozeans, also im nördlichen Nordamerika und im südlichen Südamerika, vorwiegend ablandige Winde, und zwar häufig auch von der polaren Seite der Windrose. Die hiermit verknüpften klimatischen Folgen werden im einzelnen bei den Klimaregionen des Atlantischen Ozeans zur Sprache kommen. —

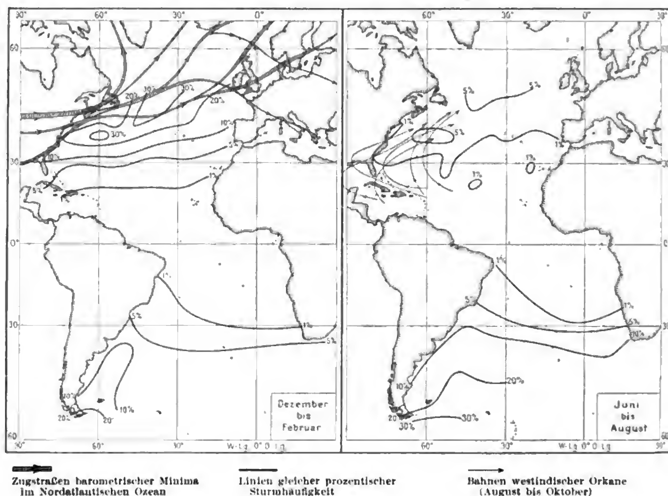


Fig. 67.

Sturmhäufigkeit und Sturmbahnen.

(Nach der Darstellung der Seewarte.)

Die geographische Verteilung der Stürme auf dem Atlantischen Ozean (Fig. 67) läßt uns zu allen Jahreszeiten eine Zunahme ihrer Häufigkeit von den Tropen nach den höheren Breiten hin erkennen; wenn wir Windstärken von 8 und darüber nach der Beaufort-Skala als Sturm rechnen, so bleibt sturmfrei ein äquatoriales Gebiet, das von der Nordostküste Südamerikas hinüber nach der zwischen Kap Palmas und der Großen Fisch-Bai gelegenen afrikanischen Küste reicht; die Gewitterböen der Kalmenzone und die Tornados des Golfes von Guinea sind dabei nicht als Stürme berücksichtigt. Am stärksten ist naturgemäß die Zunahme der Sturmhäufigkeit polwärts im Winter der betreffenden Ozeanhälfte; sie steigt da bis auf 30 % aller Beobachtungen und darüber.

ATLANTISCHER OZEAN

Luftdruck
(ohne Schwerekorrektion)

und

Winde im Februar

Mittelpunkts-Maßstab der flächentreuen Karte 1:90 000 000

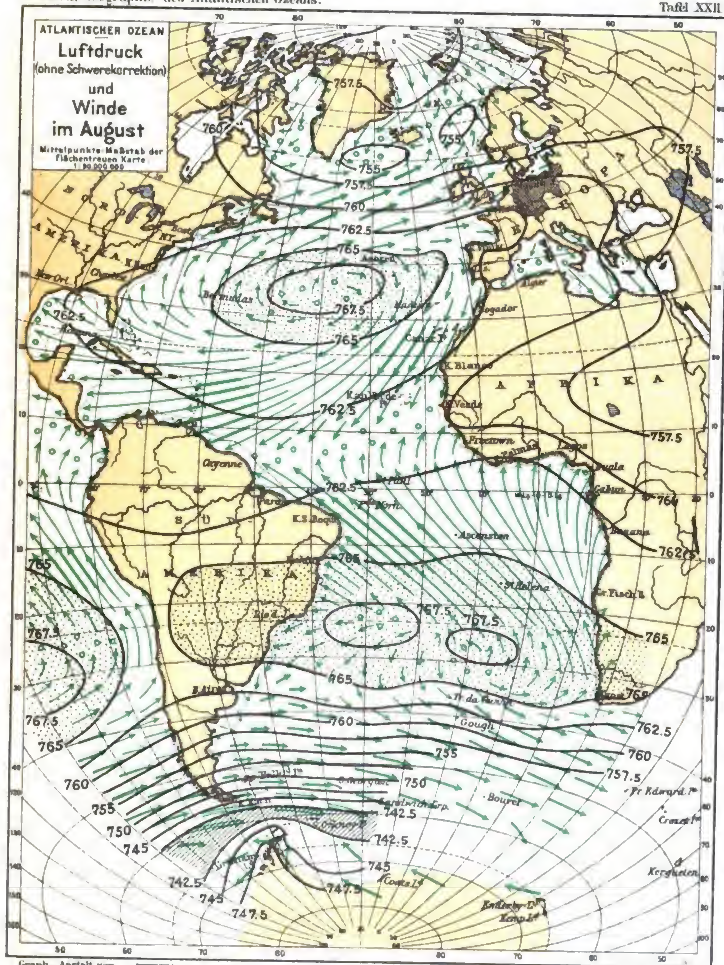
Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg



Luftdr.: höher als 765 mm / niedr. als 740 mm

Windstärke nach Beaufort: ○ unter 3 — → 3-4½ — → 4½-6 — ⇒ über 6

Verlag von C. Boysen in Hamburg



Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.

Luftdr. höher als 765 mm, niedr. als 742.5 mm | Windstärke nach Beaufort: o unter 3, → 3–4½, → 4½–6, ⇒ über 6

Verlag von C. Boysen in Hamburg.

Nördlich von den Bermudas über dem Golfstrom und dann mitten auf dem Ozean zwischen 40° und 30° W-Lg. im Bereich des großen transatlantischen Dampferwegs von Europa nach New York befindet sich im Winter und im Sommer jeweils eine Zone größter relativer Sturmhäufigkeit. Fig. 67 veranschaulicht dies und auch die mittleren Zugstraßen der barometrischen Minima über den fünfziger und sechziger Breiten des Atlantischen Ozeans; von einer wichtigen, in die Davis-Straße und Baffin-Bai abzweigenden Richtung abgesehen, sind fast alle Zugstraßen der nordatlantischen Stürme nach NO und O gerichtet. Es wird damit verständlich, daß an Bord der von Osten nach Westen fahrenden Schiffe oft ungemein starke und schnell erfolgende Luftdruckänderungen beobachtet werden, während in derselben Zeit ein von Westen nach Osten sich bewegendes Fahrzeug, wenn es mit der ebenfalls ostwärts sich verlagernden Depression nur einigermaßen Schritt hält, trotz schweren Wetters eine große Gleichförmigkeit und Ruhe des Barometerstandes feststellt — die zwei in Winterstürmen

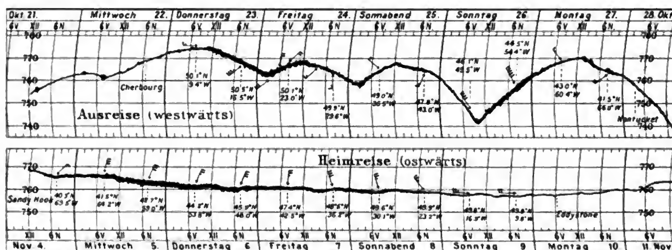


Fig. 68.

Barographenkurven an Bord des Schnelldampfers „Kaiser Wilhelm der Große“ zwischen Europa und New York, bei stürmischem Wetter, Oktober und November 1902.

aufgezeichneten Barogramme an Bord des Lloyd-Schnelldampfers „Kaiser Wilhelm der Große“ führen dies vor Augen (Fig. 68).

Auch im Südatlantischen Ozean muß man Stürme an seiner westlichen Seite schon von der La-Plata-Mündung ab gewärtigen; es scheinen die Gegenden, in denen starke Temperaturunterschiede auf kurze Entfernungen hin auftreten, das Entstehen von Stürmen zu begünstigen.

Im Bereich der nordatlantischen Westwinde beginnen die Stürme meistens aus S und SW, im Bereich der südatlantischen meistens aus N und NW, und die Drehung des stürmischen Windes erstreckt sich in der Regel auf sechs bis acht Kompaßstriche, so daß diese Stürme etwa mit NW, bzw. SW aufhören, nach einer Dauer von 30 bis 40 Stunden. Die sehr seltenen Stürme in den Passatgebieten sind meistens nur Verstärkungen der normalen Passatströmung, und es findet daher auch nur eine geringe etwa zwei bis drei Kompaßstriche umfassende Winddrehung während ihrer etwa 10 bis 12stündigen Dauer statt. Orkane oder tropische Wirbelstürme fehlen im atlantischen SO-Passat gänzlich; die im NO-Passat auftretenden echten Wirbelstürme (S. 229) sind

ebenfalls sehr selten, durch äußerst starke Winddrehung (plötzliches Ausschießen des Windes um 180° für das in die Wirbelmitte geratende Schiff) gekennzeichnet und dadurch von den einfachen Passatstürmen unterschieden. Ihre Zugrichtung geht von SO nach NW (Fig. 67) und ihre Ursprungsstelle ist höchstwahrscheinlich in dem äquatorialen Windstillengürtel südlich von den Kapverdeschen Inseln zu suchen.

§ 46. Bewölkung, Nebel, Niederschlag und Verdunstung auf dem Atlantischen Ozean.

(Tafel XXIII und XXIV.)

Begeisterte Schilderungen hat immer und wieder der tiefblaue, wolkenlose Himmel des Mittelmeers gefunden; schwer lastet dagegen die graue, trübe, niedrig schwebende Wolkendecke unsrer nordischen Gegenden auf so gar manchem Gemüt. Wer den Ozean befahren hat, weiß aus eigner Erfahrung, welch verschiedene Wirkung in der Tat eine Reise z. B. nach den Canarischen Inseln oder eine solche etwa nach Norwegen und Island allein schon infolge der Unterschiede in der Sonnenscheindauer herbeiführt — dort alles in Licht und strahlende Helle getaucht, hier eine grandiose, aber schwermütige Natur, von der das tiefreichende Wolkenkleid nur zeitweise und widerwillig sich löst. Ganz ohne Frage hat die in den verschiedenen Gegenden wechselnde Bewölkungsgröße nicht bloß eine klimatische, sondern auch eine physiologisch wirksame und damit soziale Bedeutung für den Menschen. Auf dem Festland ist die Verteilung der Bewölkung* zeitlich und örtlich, besonders in Verbindung mit den Höhenunterschieden, sehr unregelmäßig; um so einfacher stellt sie sich auf dem Ozean dar, und den Schlüssel zum Verständnis der Verteilung der atlantischen Bewölkung — sowie auch der atlantischen Niederschlagsmengen — liefert uns in der Hauptsache die im vorigen § 45 gegebene Kenntnis der Windsysteme, wenn wir uns dabei noch folgenden Gedankengang zu eigen machen. Winde, die wie die Passate von höheren geographischen Breiten nach niedrigeren wehen, sind im allgemeinen trocken, weil mit zunehmender Temperatur die Luft immer größere Mengen von Wasserdampf enthalten kann, ohne daß es zur Kondensation, zu Wolken und Niederschlägen kommt. Umgekehrt unterliegen Winde, die wie die westlichen Winde der mittleren Breiten Luft polwärts bewegen, einer Abkühlung und neigen daher zu starker Wolkenbildung und häufigen Niederschlägen. Die Abkühlung kann ferner durch vertikale, aufwärts gerichtete Bewegung des Luftstroms eintreten, daher erscheint der atlantische Südwestmonsun an den Küsten des Golfs von Guinea, besonders im Bereich des Kamerun Gebirges, so ungemein regen- und wolkenreich, und auch der relativ trockene Passat gibt, wenn er zum Aufsteigen gezwungen wird, wie z. B. an einigen hohen westindischen Inseln, Feuchtigkeit ab.

Diesen Gesetzen entsprechend bilden die Passatzonen auf dem Ozean die Gebiete relativ geringster Bewölkung; nur 4.5 bis 5.5 Teile des zehnteilig gedachten Himmelsgewölbes sind im Jahresdurchschnitt an den einzelnen Tagen mit Wolken bedeckt, und es findet sich sowohl im NO- wie im SO-Passat je eine Zone, in der die Bewölkung sogar unter 4.0 herabsinkt, auf den Canarischen Inseln bis auf 3.3 im Jahresdurch-

* Man denkt sich das jeweils sichtbare Himmelsgewölbe in zehn Teile zerlegt, und gibt schätzungsweise an, wie viele Teile davon mit Wolken bedeckt sind: 0 ist also = wolkenlos, 5 = halb bedeckter, 10 = vollkommen bedeckter Himmel.

schnitt. Auffälligerweise besitzt die entsprechende ostatlantische Gegend der Südhalbkugel, d. h. die Region von Ascension bis St. Helena und darüber hinaus, eine starke Wolkendecke (5.5 bis 6.5), und zwar in solchem Grade, daß sie in dieser Beziehung unsern heimischen Gewässern gleichkommt. Zwischen beide Passate schiebt sich der wolkenreiche äquatoriale Gürtel der Kalmen und des SW-Monsuns ein, der im Mittel zwischen 4° und 8° N-Br. angetroffen wird und am Gabun unter dem Äquator mit 7.9 ein Maximum der Himmelsbedeckung erreicht. Gegenüber, auf der andern Seite des Ozeans, an der Amazonas-Mündung, bringt es der Ostpassat in Pará nur auf 5.2.

In den Westwindzonen steigt die durchschnittliche Bewölkung bis auf 7.0 und darüber, bei den Fär Öer sowie nördlich von Island und bei Jan Mayen sogar auf weit über 8.0, so daß diese Teile des Nordmeers zu den trübsten des ganzen Atlantischen Ozeans gehören. Unverkennbar und wichtig ist aber wieder eine deutliche Abnahme der Bewölkungsgröße in den ganz hohen polaren Breiten, besonders über Land, z. B. über Grönland: die Dampfmenge ist dort absolut genommen gering, und die winterkalten, wolkenlosen Tage helfen beträchtlich die Klarheit des Himmels im Jahresdurchschnitt erhöhen. In den südlichsten Teilen des Südatlantischen Ozeans dürfen wir, zumal dort, wo die See nicht dauernd von Eis bedeckt ist, wohl die absolut höchste Bewölkungsziffer ansetzen, die überhaupt vorkommt: hier, im Bereich des Weddell-Meers und der Bouvet-Insel, scheinen nach den Beobachtungen der „Valdivia"- und „Scotia"-Expeditionen Bewölkungsgrade von neun Zehnteln tatsächlich zu sein. Man vergegenwärtige sich, was es heißt, wenn an allen 365 Tagen des Jahres im Mittel immer nur je ein Zehntel des Himmels frei von Wolken ist, so daß der Lichtstrahl der niedrig stehenden Sonne und das nächtliche Blinken südlicher Sterne gleich selten sichtbar werden[5].

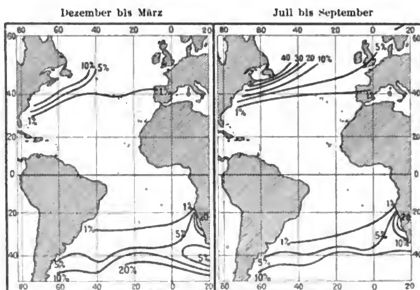


Fig. 69.
Prozentische Häufigkeit des Nebels auf dem Atlantischen Ozean.
(Nach der Darstellung der Seewarte.)

Das Auftreten des Nebels über bestimmten Gebieten des Atlantischen Ozeans beansprucht besonders im Hinblick auf die Schiffahrt noch ein besonderes Interesse (Fig. 69). Von den Küsten abgesehen, kommt der eigentliche Wassernebel in den tropischen Gebieten kaum vor; wohl aber haben wir daselbst öfters Trübungen der Luft durch Rauch oder Staub, wie z. B. bei den Kapverdeschen und Canarischen Inseln durch Staub aus der Wüste Sahara. Die nässenden Nebel der höheren Breiten entstehen im allgemeinen dann, wenn warme Winde langsam über kaltes Wasser, z. B. auf der Neufundland-Bank, hinwegziehen; daher beobachten wir die größte Nebelhäufigkeit auf den Dampfschiffswegen zwischen New York und Europa in den Sommermonaten, wo dann an 30% aller Tage und mehr der Nebel erscheint. Auch im Südatlantischen

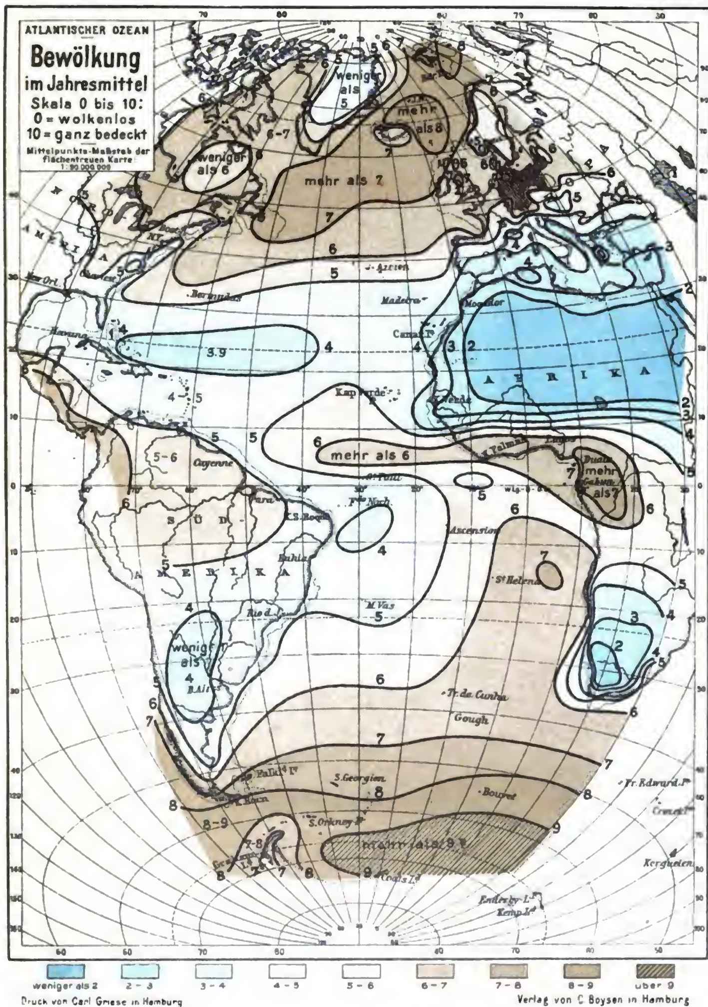
Ozean ist Nebel südlich von der La-Plata-Mündung über dem kalten Falklandstrom (S. 142) nicht selten. Eine recht verhängnisvolle Rolle spielt der Küstennebel im Bereich des kalten Auftriebwassers der marokkanischen und besonders der südwestafrikanischen Gewässer; zahlreiche stolze Schiffe gingen beim Ansteuern des Landes durch ihn verloren. Vor Swakopmund stellt die auf dem Meere lagernde und meist auch einen mehrere Kilometer breiten Küstengürtel einhüllende Nebelbank eine gewöhnliche Erscheinung frühmorgens dar, und erst im Laufe des Vormittags pflegt sie zu weichen, manchmal freilich auch tagelang nicht (§ 52).

Auch die regionale Verteilung der atlantischen Niederschläge[6] kann als bekannt gelten, wenigstens ihren Grundzügen nach, wenn schon viele Einzelfragen ungeklärt bleiben mögen und der Verlauf der Linien gleicher Regenmengen auf dem Atlantischen Ozean noch außerordentlich unsicher ist (Tafel XXIV). Der NO- und der SO-Passat stellen die atlantischen Wüstenzonen dar, tatsächlich und bildlich gesprochen; tatsächlich infolge ihrer Armut an Plankton-Organismen und auch höheren Lebewesen, bildlich gesprochen insofern, als in ihrem Bereich die im Laufe des Jahres fallenden Regenmengen nur wüstengleiche Beträge erreichen. Die klimatischen Bedingungen der Sahara setzen sich zwischen den Canarischen Inseln und Kap Verde weit in den Ozean hinaus fort; auf der Fahrtstrecke von Las Palmas nach St. Vincent kann man im Jahre nur auf durchschnittlich 50 Tage (nach der einen Quelle), ja sogar nur auf 25 Tage (nach einer andern Angabe) rechnen, an denen etwas Regen fällt. Es sind nämlich, da direkte Messungen der Regenhöhe auf dem Meere immer nur ganz vereinzelt ausgeführt wurden, bisher hauptsächlich die Regenhäufigkeiten, d. h. die wahrscheinliche Anzahl der Tage mit Regen auf je 100 Tage oder auf das Jahr, ermittelt worden; indem man dann für die verschiedenen Windgebiete den täglichen Ertrag eines Regentages abschätzt, gelangt man zur Möglichkeit der ganz ungefähren Berechnung der Niederschlagshöhen auf dem Meere. Folgendes sind die von Supan[6] für den Atlantischen Ozean angegebenen „Regendichten" eines Regentages in mm-Höhe:

N-Br.:				S-Br.:				
52—40°	40—30°	30—12°	12—0°	0—4°	4—17°	17—42°	42—51°	51—60°
9.7 mm	2.7 mm	1.3 mm	19.6 mm	13.3 mm	2.0 mm	5.2 mm	3.3 mm	3.1 mm

Ein Regentag im atlantischen NO-Passat ergibt hiernach durchschnittlich nur etwa 1.3 mm, was schon reichlich gerechnet erscheint, denn die Regenschauer im Passat sind fast stets ganz kurz und schwach, oft fallen nur einige Regenspritzer aus einer schnell vorüberziehenden Wolke. Multiplizieren wir diesen Wert mit 25 oder 50, so kommen wir auf 32.5 bzw. 65 mm Regen als Jahresergebnis der Niederschläge für einen Schiffsort zwischen Las Palmas und St. Vincent — ganz wahrscheinliche Werte, da auf St. Vincent selbst, das während einiger Sommermonate dem äquatorialen Kalmengürtel schon sehr nahe liegt und als aufragende Insel außerdem den Eintritt von Niederschlag begünstigt, doch nur 162 mm fallen.

Noch dürrer, wüstenhafter erscheint der atlantische SO-Passat auf der Ostseite des Ozeans; über die Regenarmut der angesichts des Meeres verdurstenden Hafenplätze von Walfisch-Bai und Swakopmund, dessen 19 mm betragende jährliche Regenhöhe nahezu

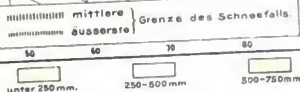


Druck von Carl Griese in Hamburg
Verlag von C. Boysen in Hamburg

ATLANTISCHER OZEAN

Niederschlag (Regen u. Schnee) im Jahresmittel mm.

Mittelpunkts-Maßstab der flächentreuen Karte 1:80.000.000



unter 250 mm. | 250–500 mm | 500–750 mm | 750–1000 mm | 1000–2000 mm | über 2000 mm

Verlag von C. Boysen in Hamburg

Druck von Carl Griese in Hamburg

beispiellos auf der Erde dasteht, erhebt sich St. Helena mit 145 und Ascension mit 84 mm nur wenig. Merkwürdigerweise ist aber, wie wir vorhin S. 211 sahen, über dieses Meeresgebiet eine reiche Wolkendecke gelagert, was wohl mit der relativ sehr niedrigen Temperatur des Wassers zusammenhängt. — Zwischen die beiden atlantischen Passate schiebt sich die äquatoriale Regenzone ein, fast durchweg auf N-Br. vom Amazonas-Gebiet querüber zur Sierra Leone-Küste gestreckt, und man schätzt, daß hier über 2000 mm Regen im Jahre fallen; eine Säule süßen Wassers also von 2 m Höhe und mehr würde somit dieser Fläche alljährlich zugeführt.

Nicht so ertragreich sind die atlantischen Regen der Westwindgebiete, obwohl die Häufigkeit der Niederschläge daselbst der des eben genannten Kalmen- und Monsungürtels mindestens gleichkommt, sie vielleicht sogar übertrifft; es dürfte aber kaum irgendwo eine Regenhöhe von 2000 mm erreicht oder gar überschritten werden. Fallen doch auf den Fär Öer nur 1800 mm; mit weiterhin wachsender geographischer Breite nehmen dazu die Jahresmengen sehr schnell ab, auf rund 750 mm in Reykjavik, 486 mm auf Jan Mayen und 190 mm im Eisfjord Spitzbergens. Freilich sind wir mit den zwei letzterwähnten Inseln schon heraus aus der Westwindzone und in das Bereich eines echt polaren, allgemein als niederschlagsarm bekannten Klimas gelangt. Es wird auch an den regenreichen Gürtel der südatlantischen „braven Westwinde" polwärts im hohen Süden, zumal im Weddell-Meer nach Coats Land hin, eine ähnlich niederschlagsarme Region sich anschließen.

Unsre Tafel XXIV bringt übrigens auch die Grenzen des Schneefalls über den nord- und südatlantischen Gewässern nach H. Fischers Untersuchung[7a] zur Darstellung, und zwar gibt die jeweils dem Pole nähere Linie die Grenze an, bis zu welcher in jedem Winter Schnee einmal zu fallen pflegt, während die dem Äquator nähere Linie die äußerste Grenze, bis zu welcher Schnee überhaupt jemals beobachtet ist, abbildet.

In Verbindung mit den dem Atlantischen Ozean alljährlich durch Regen oder Schnee zugeführten Süßwassermengen ist es wichtig, die demselben Meere alljährlich durch Verdunstung entnommenen Süßwasserbeträge wenigstens annähernd zu kennen, um so zu einer ganz ungefähren Vorstellung über den Wasserhaushalt des Ozeans zu gelangen. Aus den direkten Beobachtungen von R. Lütgens über die Verdunstung[7b] läßt sich bis heute schließen, daß in den Passaten mit ihrer konstanten Luftbewegung, großen Heiterkeit des Himmels und ziemlich erheblichen Lufttrockenheit das meiste Wasser verdunstet, schätzungsweise 2200 bis 2400 mm im Jahr. In der regenreichen, feuchten Westwindzone beider Halbkugeln kann man 1000 mm dafür ansetzen, ebensoviel oder nur wenig mehr für das feuchte, aber heiße Windstillengebiet nördlich vom Äquator.

§ 47. Tabellarisch-statistische Angaben zu dem Klima des Atlantischen Ozeans.

Zum Vergleich: Deutsches Reich 540000 qkm.

I. Lufttemperatur im Jahresmittel (S. 196/198).

Es besitzen eine Lufttemperatur von	Areal in 1000 qkm			*In % der Gesamtsumme*		
	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
über 25°	14 453	4 454	18 907	*15.9*	*4.9*	*20.8*
25° bis 20°	11 363	9 362	20 725	*12.5*	*10.3*	*22.8*
20° bis 15°	5 727	9 635	15 362	*6.3*	*10.6*	*16.9*
15° bis 10°	4 272	6 181	10 453	*4.7*	*6.8*	*11.5*
10° bis 5°	3 454	5 000	8 454	*3.8*	*5.5*	*9.3*
5° bis 0°	2 818	3 000	5 818	*3.1*	*3.3*	*6.4*
0° bis — 5°	1 818	3 909	5 727	*2.0*	*4.3*	*6.3*
—5° bis —10°	1 545	1 909	3 454	*1.7*	*2.1*	*3.8*
unter —10°	364	1 636	2 000	*0.4*	*1.8*	*2.2*
Summa...	45 814	45 086	90 900	*50.4*	*49.6*	*100.0*

Die thermische Benachteiligung des Südatlantischen Ozeans im Vergleich mit dem Nordatlantischen tritt für die Temperaturen von mehr als 20° deutlich heraus (vgl. S. 196).

II. Wärmeanomalie der Luft im Jahresmittel (S. 199/200).

Von dem Gesamtareal	Areal in 1000 qkm			*In % der Gesamtsumme*		
	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
A. sind						
relativ zu warm.........	27 452	13 817	41 269	*30.2*	*15.2*	*45.4*
relativ zu kalt	18 362	31 269	49 631	*20.2*	*34.4*	*54.6*
Summa...	45 814	45 086	90 900	*50.4*	*49.6*	*100.0*
B. sind						
um mehr als 5° zu warm	8 363	—	8 363	*9.2*	—	*9.2*
um mehr als 5° zu kalt	—	818	818	—	*0.9*	*0.9*
C. sind						
um mehr als 10° zu warm	1 727	—	1 727	*1.9*	—	*1.9*

III. Jährliche Schwankung der Lufttemperatur (S. 199).

Im ganzen Atlantischen Ozean weisen 32452000 qkm oder 35.7% der Gesamtfläche eine mittlere Jahresschwankung der Lufttemperatur von weniger als 5° auf, und 7363000 qkm oder 8.1% eine solche von weniger als 2.5° auf.

IV. Bewölkung im Jahresmittel (S. 210).

Vom ganzen Himmelsgewölbe (10 Teile) sind bedeckt	Areal in 1000 qkm			*In % der Gesamtsumme*		
	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
2—3 Teile	91	—	91	*0.1*	—	*0.1*
3—4 „	3 909	818	4 727	*4.3*	*0.9*	*5.2*
4—5 „	16 362	7 181	23 543	*18.0*	*7.9*	*25.9*
5—6 „	8 181	10 453	18 634	*9.0*	*11.5*	*20.5*
6—7 „	9 181	13 362	22 543	*10.1*	*14.7*	*24.8*
7—8 „	7 272	6 000	13 272	*8.0*	*6.6*	*14.6*
8—9 „	818	4 454	5 272	*0.9*	*4.9*	*5.8*
9—10 „	—	2 818	2 818	—	*3.1*	*3.1*
Summa...	45 814	45 086	90 900	*50.4*	*49.6*	*100.0*

V. Niederschlagsmenge im Jahr (S. 212).

Über dem Gesamtareal	Areal in 1000 qkm			*In % der Gesamtsumme*		
	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean	N-Br.	S-Br.	Ganzer Ozean
fallen:						
weniger als 250 mm	3 545	8 727	12 272	*3.9*	*9.6*	*13.5*
250— 500 mm	5 272	10 000	15 272	*5.8*	*11.0*	*16.8*
500— 750 mm	5 181	6 726	11 907	*5.7*	*7.4*	*13.1*
750—1000 mm	9 362	9 545	18 907	*10.3*	*10.5*	*20.8*
1000—2000 mm	19 000	9 816	28 816	*20.9*	*10.8*	*31.7*
über 2000 mm	3 454	272	3 726	*3.8*	*0.3*	*4.1*
Summa...	45 814	45 086	90 900	*50.4*	*49.6*	*100.0*

B. Die Klimaregionen des Atlantischen Ozeans.

Die Kenntnis der auf den vorstehenden Seiten skizzierten meteorologischen Grundzüge wird es uns ermöglichen, den Versuch einer Aufteilung des Atlantischen Ozeans in einzelne Klimaregionen zu machen; haben wir soeben die regionale Verteilung der einzelnen meteorologischen Faktoren über die gesamte Fläche unsres Weltmeers verfolgt, so gilt es nun, für die einzelnen atlantischen Räume ein Bild ihrer klimatischen Verhältnisse unter Benutzung der Summe der jeweils verfügbaren und wirksamen meteorologischen Tatsachen zu entwerfen, wenigstens in ungefähren Umrissen.

Es liegt dabei nahe, die auf den Festländern üblichen Grundsätze der Einteilung in eine kalte, eine gemäßigte und eine heiße Zone versuchsweise auch auf den Ozean zu übertragen. Ziemlich allgemein grenzt man heutzutage die gemäßigte Zone von der polaren durch die 10°-Isotherme des wärmsten Monats, die gemäßigte von der Tropenzone durch die 18°- oder 20°-Isotherme des kältesten Monats ab. Man

erhält dann fünf große Wärmegürtel: innerhalb der Tropenzone bleibt die Temperatur ununterbrochen höher als 18° oder 20°; innerhalb der gemäßigten Zonen herrschen wenigstens in einem Monat gemäßigte Temperaturen von 10° bis 18° oder 20°, während im übrigen sehr hohe und auch sehr niedrige Temperaturgrade vorkommen können; innerhalb der Polarzonen endlich steht das Thermometer stets tiefer als 10°. Für die polaren Teile des Südatlantischen Ozeans wird zugleich noch gefordert, daß die Jahrestemperatur nicht nennenswert über 0° sich erhebe, im allgemeinen vielmehr unter 0° liege; es ist dies im Hinblick auf die in den höheren südhemisphärischen Breiten sehr kühlen Sommermonate eine wichtige Voraussetzung für die Zurechnung zur Antarktis, da andernfalls z. B. das Feuerland und sogar die Gewässer bei den Falkland-Inseln zur Polarzone gezogen werden müßten, was untunlich ist.

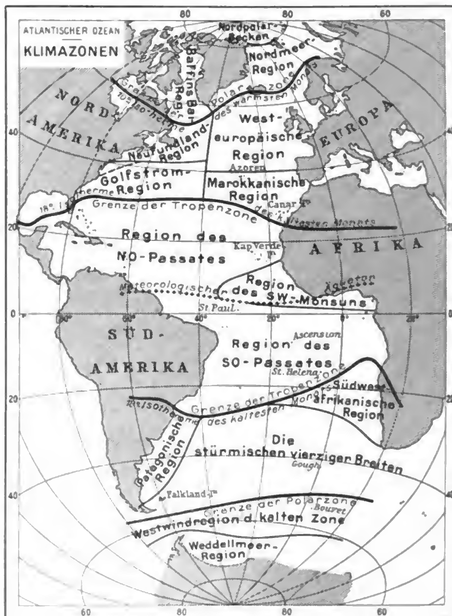


Fig. 70.

Übertragen wir nach den vorstehenden Gesichtspunkten die thermischen Grenzlinien auf den Atlantischen Ozean, so finden wir, daß die Südgrenze der nordpolaren Zone von Labrador in einem eleganten Doppelbogen über Südisland hinweg bei vorwiegender NO-Richtung zum norwegischen Nordkap verläuft (Fig. 70); die Nordgrenze der südpolaren Zone zieht südlich vom Kap Horn und südlich von Süd-Georgien etwa nach 53° S-Br. in 20° O-Lg., so daß Süd-Georgien ganz nahe der Grenze liegt, die Bouvet-Insel aber schon in das Bereich der atlantischen Antarktis fällt. Die nordatlantischen Tropen reichen von Süd-Florida bis nahe an die Bermudas und die Canarischen Inseln, überlassen aber beide Inselgruppen der gemäßigten Zone; die südatlantische Tropengrenze endlich zieht von Santos in scharf ausgesprochener NO-Richtung nach St. Helena hin, das noch eben dem Tropengebiet verbleibt, und erreicht die Küste von Südwestafrika unter der

erstaunlich niedrigen Breite von rund 15° S-Br.! Die auffälligste, aber meteorologisch gut begründete Tatsache bei dieser Einteilung dürfte die sein, daß die entsprechenden Temperaturgrenzen und Klimagrenzen im Nordatlantischen Ozean fast durchweg auf höheren geographischen Breiten verlaufen als im Südatlantischen Ozean.

Von den vier Grundlinien ausgehend, gelangen wir unter Abwägung der jedesmaligen Bedeutung der meteorologischen Erscheinungen zu folgenden 14 atlantischen Klimaregionen (s. Fig. 70), wobei wir wiederum, wie bei den physikalischen Verhältnissen (Kap. V), ganz im Süden beginnen und nach Norden fortschreiten. (S. unten.)

Die einzelnen Regionen haben folgenden Flächeninhalt:

Klimaregion	Areal in 1000 qkm	In %
§ 62. Die Region des Europäischen Nordmeeres	4 000	*4.4*
§ 61. Die Baffin-Bai-Region	1 727	*1.9*
§ 60. Die Westeuropäische Region*	6 545	*7.2*
§ 59. Die Neufundland-Region*	1 818	*2.0*
§ 57. Die Marokkanische Region	4 091	*4.5*
§ 56. Die Golfstrom-Region	5 272	*5.8*
§ 55. Die Region des SW-Monsun	3 909	*4.3*
§ 54. Die Region des NO-Passates	16 816	*18.5*
§ 53 Die Region des SO-Passates	15 453	*17.0*
§ 52. Die Südwestafrikanische Region	3 727	*4.1*
§ 51. Die Patagonische Region	2 454	*2.7*
§ 50. Die stürmischen vierziger Breiten	16 453	*18.1*
§ 49. Die Westwind-Region der kalten Zone	5 454	*6.0*
§ 48. Die Weddell-Meer-Region	3 181	*3.5*
Summa...	90 900	*100.0*

* § 59 und § 60 zusammen bilden die im § 58 zusammengefaßte „Zone zwischen New York und dem Englischen Kanal".

I. Südpolare Klimazone

1. Weddell-Meer-Region, zwischen Graham-Land und Coats Land.
2. Westwind-Region der kalten Zone, Süd-Orkney-Insel bis Bouvet-Insel.

II. Südliche gemäßigte Zone.

3. Die stürmischen vierziger Breiten, einschließlich Kap Horn und Falkland-Inseln.
4. Patagonische Region
5. Südwestafrikanische Region

} Für ihre Abtrennung sind Temperatur-, Regen- und Bewölkungsverhältnisse gleichmäßig wichtig

III. Tropische Klimazone.

6. Region des SO-Passates
7. Region des NO-Passates
8. Region des SW-Monsuns

} können in mancher Hinsicht auch als eine große Einheit gelten.

IV. Nördliche gemäßigte Zone.

9. Golfstrom-Region } 10. Marokkanische Region } Die sehr verschiedenen Wind- und Niederschlagsverhältnisse sind für die Trennung maßgebend.

11. Neufundland-Region } 12. Westeuropäische Region } Eine scharfe Grenze mitten auf dem Ozean ist in 40° W-Lg. vorhanden; man vgl. die Isoplethen der Temperaturen auf S. 242/243.

V. Nordpolare Klimazone.

13. Baffin-Bai-Region.
14. Region des Europäischen Nordmeeres (nebst Anhang: Nordpolarbecken).

§ 48. Die Weddell-Meer-Region.

Im südlichsten, eiserfüllten Teile des Atlantischen Meeres wird die Schiffahrt immer ein Wagnis bleiben, der Erfolg zu allen Zeiten eine Glückssache sein; ebenso ist es heutzutage ein Wagnis, das Klima dieses Meeresgebiets bereits beschreiben zu wollen, und eine richtige Deutung unsrer fragmentarischen Kenntnisse von der Witterung über diesen eisigen Gewässern wird auch zur Glückssache. Immerhin können wir wohl, besonders wenn wir den Blick rings um das südpolare Festland an seinem ozeanischen Rand entlang schweifen lassen, die grundlegende Tatsache feststellen, daß — wie schon in der Fig. 64 auf S. 203 angedeutet ist — eine Art Luftdruckfurche, d. h. eine Rinne andauernd sehr niedrigen Barometerstandes, von der aus der Luftdruck sowohl nach Norden als auch nach Süden zunimmt, den Rand der Antarktis begleitet und daher durchschnittlich zwischen 60° und 65° S-Br. gefunden wird; über dem südpolaren Festland aber lagert eine Antizyklone, ein mäßig hohes Luftdruckmaximum. Bei dieser Sachlage sind überall da vorwiegend polare Winde, d. h. Ost- und Südwinde, zu erwarten, wo man sich auf dem polaren Flügel der großen antarktischen Tiefdruckfurche befindet, also mit zunehmender Breite dürfte ein desto entschiedeneres Vorwalten dieser Richtungen eintreten. Die bisher vorliegenden Beobachtungen bestätigen die Schlußfolgerung durchaus, ja, wir können für die große zwischen Coats Land und der Ostseite des Graham-Landes zu vermutende, tiefe Meeresbucht an der Hand der Arbeiten der schwedischen und schottischen Expedition noch weiter gehen und hier das dauernde Vorhandensein eines atmosphärischen Wirbels über diesem allersüdlichsten Zipfel des Ozeans erkennen. Diese Zyklone wird besonders im südlichen Sommer, in den Monaten Dezember bis Februar, wenn mehr oder weniger große Meeresflächen eisfrei werden, deutlich mit besonders tiefem Barometerstand ausgeprägt sein, während im südhemisphärischen Winter das Weddell-Meer von fest gepacktem Eis erfüllt wie ein Festland wirken und etwas höheren Druck aufweisen dürfte. Die entsprechenden Beobachtungen auf dem äquatorialen Flügel der Luftdruckfurche, z. B. auf den Süd-Orkney-Inseln, stimmen vorzüglich mit diesen Forderungen überein, wir haben — merkwürdig genug — auch dort im Sommer niedrigeren Barometerstand als im Winter. Die „Scotia" von Bruces Expedition beobachtete im Sommer 1903/04 in der Umgebung von 70° S-Br. den ungemein niedrigen Luftdruck von durchschnittlich 738 mm[8].

Weiterhin folgt aus der in unsern zwei Tafeln XXI u. XXII abgebildeten Situation, daß vor Coats Land und nördlich davon feuchte nordöstliche Winde, deren die „Scotia"

reichlich erlebte, herrschen, welche noch keinen rein polaren Charakter zu haben brauchen, da sie ja von den etwas wärmeren Gegenden des offenen Meeres herstammen können, daß aber unter der hohen Küste von Graham-Land, wo die Rückseite der Weddell-Meer-Zyklone zu suchen ist, rein polare südwestliche Winde wehen: und in der Tat hat NORDENSKJÖLDS Expedition unter der ungeheuren Wucht dieser eisigen, während des ganzen Jahres vorwaltenden SW-Stürme schwer gelitten.

Lufttemperatur ° C. — 64° S-Br. 57° W-Lg. — Schwedische Station Ost-Graham-Land[9].

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
−2.0	−0.9	−3.5	−9.2	−13.3	−17.0	−18.1	−24.4	−22.5	-14.3	−12.7	−8.1	−12.2

Die Temperaturverhältnisse in dieser Klimaregion sind echt antarktisch, wie die Zahlen der vorstehenden Reihe von der Westseite des Weddell-Meeres erkennen lassen. Ein Jahresmittel von —12° ist ungemein niedrig. Wir begegnen zwar solchen Durchschnittswerten auch im Norden, z. B. in der Baffin-Bucht, auf ähnlicher geographischer Breite; aber daselbst kommen während des Sommers schon in den Mittelwerten Temperaturgrade über 0°, oft erheblich über 0°, zustande. Hier jedoch, im äußersten Süden, ist der kalte Sommer charakteristisch, auch in den Sommermonaten bleibt das Thermometer fast stets unter dem Gefrierpunkt, und ein nennenswerter Schmelzprozeß kann niemals, weder an Land noch auf See, einsetzen. Nördlich von Coats Land gibt die „Scotia" für die Sommermonate Februar und März eine Durchschnittstemperatur von nur —3.1° an! Die Meerestemperatur dürfte nie wesentlich über —1.5° heraufgehen. So werden die überaus schweren Eisverhältnisse erklärlich; besonders in der SW-Ecke der Weddell-Meer-Region wird unter dem Drucke der östlichen Winde das Eis in ganz besonders hohem Maße sich zusammenpacken.

§ 49. Die Westwind-Region der kalten Zone

liegt auf der nördlichen Seite der soeben S. 218 geschilderten Luftdruckfurche, bildet also deren äquatorialen Flügel; die Klimaregion geht, was die Winde betrifft, unmerklich über in die stürmischen vierziger Breiten, in die Region der viel beschriebenen und für die Schiffahrt so wichtigen braven Westwinde, muß aber wegen der Wärmeverhältnisse gesondert betrachtet werden. Denn es zieht zwischen Kap Horn und den Süd-Shetland-Inseln zweifellos die schon aus den Vegetationsverhältnissen ersichtliche Grenze der Polarzone. Feuerland gehört der kalten Zone noch nicht an, wohl aber die auf gleicher Breite am Ostrande des atlantischen Gebiets belegene kleine Bouvet-Insel. Das Vordringen der polaren Klimagrenze nach Norden bis zum 50. Breitenparallel (Fig. 70, S. 216) in der östlichen Hälfte des Südatlantischen Ozeans berechtigt uns, geradezu von einer Kältezunge im Bereiche der Bouvet-Insel[10] zu sprechen; ein klimatisches Gegenstück hierzu fehlt dem Nordatlantischen Ozean durchaus, aus rein geographischen Gründen, d. h. aus Gründen der Verteilung von Wasser und Land. Das Nordpolarbecken hat nur schmale Ausgänge zum Ozean, zudem dringt eine warme Strömung an Spitzbergens Westküste bis in das Eismeerbecken ein. Aber im Süden

breitet sich rings um die Erde ununterbrochen der Ring des wahren Südmeeres; von der gewaltigen hohen Kappe des Südpolarkontinentes kommt das Gletschereis überall herab und zerstreut sich, vereint mit dem Packeis des Meerwassers, frei nach niedrigeren Breiten. Die Kältezufuhr aus dem hohen Süden wird daher zu einer unvergleichlich beträchtlicheren, und ihre klimatischen Wirkungen werden wir in den afrikanischen Gewässern bis zum Äquator unsres Ozeans verspüren. Warum gerade in der Gegend des Greenwicher Meridians die thermische Benachteiligung der südlichen Breiten besonders stark ist, läßt sich freilich noch nicht klar erkennen. Jedenfalls sind die Gewässer südlich von Kap Horn, verglichen mit der Bouvet-Gegend, reichlich warm, wie die nachstehende Tabelle uns lehrt, die auf viele Messungen unsrer Handelsschiffe (für Kap Horn), den einjährigen Beobachtungen der deutschen Station 1882/83 auf Süd-Georgien und auf einzelnen Beobachtungen der „Scotia"- und „Valdivia"-Expedition (für den Osten) beruht.

Wassertemperatur °C.	Breite	Länge	Febr.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
Südlich von Kap Horn..	57° S	66° W	7.3	4.8	4.0	5.3	5.4
Süd-Georgien...........	54.5° S	36° W	4.5	0.1	−1.0	2.0	1.3
Bouvet-Insel	54.5° S	3° O	(1.1)	(−1.2)	(−1.8)	(−0.9)	(−0.7)

Das gleiche gilt von den Temperaturen der Luft, die schon oben S. 197 in andern Zusammenhang mitgeteilt wurden. Um reichlich 6° ist somit die Gegend der Bouvet-Insel kälter als die südlich von Kap Horn. Das von schwerer Brandung umtoste und unzugängliche Eiland Bouvet bleibt selbst im Sommer mit Schnee bis zum Meeresspiegel herab bedeckt, jeglicher Vegetation bar; Gletschereis bricht überall am Steilrand zur See hin ab, und dies in einer geographischen Breite, die der Norddeutschlands entspricht.

Noch tiefer in die kalte Zone hinein werden wir durch die klimatischen Verhältnisse in der Gegend der südlichen Orkney-Gruppe geführt (61° S-Br.). Hier erhebt sich die Temperatur des Oberflächenwassers kaum jemals nennenswert über 0° (Februar +0.1°, −1.8° im Juli/August), das Jahresmittel beträgt −1.1°. Erheblich niedriger liegen da naturgemäß die Lufttemperaturen. Für die jetzt argentinische Station auf der Laurie-Insel lassen sich nach den zweijährigen Anschreibungen der „Scotia"-Expedition folgende ausgeglichene Werte ansetzen:

Lufttemperatur °C. — 61° S-Br. 45° W-Lg. — Laurie-Insel, Süd-Orkney-Inseln.

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
−0.8	0.1	0.3	−0.5	−5.0	−10.0	−10.7	−11.2	−9.8	−8.3	−5.1	−2.2	−5.3

Die einzelnen Jahre pflegen dabei äußerst verschieden zu sein, je nach der Menge der Eismassen, die in die Nähe und bis zur Inselgruppe selbst treiben. Es macht einen gewaltigen klimatischen Unterschied, ob die Packeisgrenze 1000 km weiter nördlich als gewöhnlich liegt — solche und noch größere Schwankungen kommen vor —, denn

mit dem Eis gehen Nebel und Abkühlung weiter vor, zugleich aber treten auch wohl Abweichungen des Luftdrucks und der Winde ein, wie **Mossmann** gezeigt hat[8].

Immerhin herrschen die westlichen Winde derart vor, daß gerade nach ihnen die Klimaregion ihre Bezeichnung erhielt; meist steife bis stürmische Winde aus SW, W und NW machen in der Nähe der Süd-Orkneys rund 80% aller Luftströmungen aus, bei Süd-Georgien entfallen 61% auf diese Richtungen. Es sind dieselben Weststürme, die auch Kap Horn umbrausen, deren Einfluß auf die Schiffswege daselbst wir noch kennen lernen werden. Gemeinsam der ganzen Region ist eine starke Bewölkung; hier lacht nur selten dem Seefahrer für längere Zeit ein Stück blauen Himmels. Häufig sind die Niederschläge von Schnee, auch Hagel und Graupeln; doch ist der Ertrag in der Jahressumme mäßig, er wird für die Orkneys auf 752 mm, für Süd-Georgien auf 988 mm angegeben.

§ 50. Die stürmischen vierziger Breiten.

The roaring fourties — die wilden Vierziger — nennt in prägnanter Kürze der Seemann die südlich und nördlich vom vierzigsten Breitengrad sich dehnenden Gewässer des südlichen Atlantischen und Indischen Ozeans, auf denen seit Jahrhunderten das nach dem fernen Asien und Australien bestimmte Segelschiff „die Länge abläuft", getrieben von den braven Westwinden. Sowohl die Gegend um Kap Horn einschließlich der Falkland-Inseln als auch die Gegend südlich vom Kap der Guten Hoffnung gehört in diese ausgedehnte, rund 18% des ganzen Atlantischen Ozeans einnehmende Klimaregion. Nahezu mitten darin liegen die einsamen Inseln Tristan da Cunha und Gough; aber auf keiner werden irgendwelche meteorologischen Beobachtungen angestellt — Gough ist überhaupt unbewohnt —, so daß wir fast ausschließlich aus den Beobachtungen der Schiffe ein Bild von den Charakterzügen der Klimaregion zu gewinnen haben. Südafrika selbst und die unmittelbar angrenzenden Gewässer der Agulhasbank und des Agulhasstromes unterliegen schon Einflüssen des Indischen Ozeans.

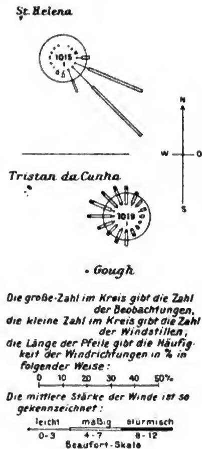


Fig. 71.

Kennzeichnung des wesentlichen Unterschiedes der Luftströmung im Passat und in den Westwinden. Beispiel aus dem August.

(Nach den britischen Windkarten für den Südatlantischen Ozean.)

Die braven Westwinde sind in Wirklichkeit ungemein veränderliche Winde, veränderlich nach Richtung und Stärke, und nur in mäßigem Grade herrschen innerhalb dieser wechselnden Winde die aus NW, W und SW vor[11]. Die Westwindzone ist daher hinsichtlich der Beständigkeit der Windrichtung grundverschieden von der Passatwindzone; z. B. im SO-Passat erdrückt die aus SO kommende Luftströmung, wie auch § 53 zeigen wird, alle andern fast vollkommen. Beistehende Figur 71 vermag deutlicher als Worte den Wesensunterschied der Luftströmungen im Passat und im Westwindbereich klarzulegen. Dieser Unterschied wird dadurch verursacht, daß die m i t t l e r e Luftdruckverteilung innerhalb des tropischen Regimes im

Jahre nahezu konstant bleibt und auch meist der augenblicklichen Witterungslage gut entspricht, während in den vierziger Breiten die Druckverteilung eines bestimmten Tages meist erheblich abweicht vom Jahresdurchschnitt. Es wandern nämlich in den vierziger und fünfziger Breiten von Westen nach Osten Luftdruckminima und Luftdruckmaxima, die, ständig sich ablösend, für die einzelne Örtlichkeit nahezu ununterbrochenen Wechsel der Witterung meist derart herbeiführen, daß bei mäßigem NO- und N-Wind mit Regen das Barometer zu fallen beginnt, der Wind dann an Stärke zunehmend nach NW geht und schließlich mehr oder weniger plötzlich nach W und SW ausschießt, wobei er zu schwerem Sturm ausartet und das Wetterglas wieder zum Steigen bringt. Fig. 72 soll eine Vorstellung von der solchen Stürmen zugrunde liegenden Luftdruckanordnung gewähren. Ein nordhemisphärisches Gegenstück wird uns die westeuropäische Region bringen, allerdings mit einem beachtenswerten Unterschiede: was im Norden im allgemeinen erst auf rund 50° Breite voll entwickelt ist, tritt im Süden schon auf rund 40° Breite in die Erscheinung — daher „die stürmischen vierziger Breiten".

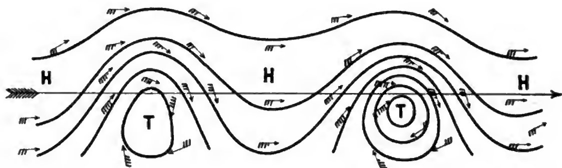


Fig. 72.

Aus dem Bereiche der „braven Westwinde":
Änderung des Luftdruckes und der Windrichtung in höheren südlichen Breiten bei ostwärts wandernden Stürmen.

Wir können die Unbeständigkeit der Witterung als die nahezu wichtigste klimatische Eigenschaft dieser Region bezeichnen. Denn die Veränderlichkeit der Winde ist ja von ebenso häufigen Veränderungen in der Temperatur, in der Bewölkung, in den Niederschlägen usw. begleitet. Wer zum ersten Male diese Breiten befährt — er wird fast in allen Fällen aus den Tropen, vom warmen Norden her kommen —, ist überrascht von der rapiden Abnahme der Luftwärme mit zunehmender geographischer Breite. Diese Abnahme erfolgt viel schneller als bei einer entsprechenden Reise auf nördlicher Breite von Süden nach Norden; die südwestafrikanische Klimaregion wird uns dafür noch besondere Beispiele bringen. Dem 30. Breitenparallel im Südatlantischen Ozean kommt eine mittlere Lufttemperatur von etwa 18.5°, dem 40. eine solche von 13°, dem 50. eine solche von nur 5° zu, so daß sich das durchschnittliche thermische Gefäll auf 0.7° für jeden Breitengrad mehr oder etwa auf 1° für je 150 km Vorschreiten nach Süden berechnet. Es läßt sich nach den Landbeobachtungen in der westlichen Hälfte der Klimaregion (Punta Arenas und Falkland-Inseln) sowie nach den Schiffsbeobachtungen in der östlichen Hälfte (bei Tristan da Cunha und südlich vom Kap der Guten Hoffnung) nachfolgende Temperaturübersicht geben.

Lufttemperatur °C.	Breite	Länge	Febr.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
Punta Arenas, Magellan-Straße	53° S	70° W	10.5	4.0	2.4	8.3	6.3
Falkland-Inseln	52° S	58° W	9.6	4.4	2.8	7.5	6.0
Meer zwischen Tristan da Cunha und Gough	39° S	10° W	15.5	12.5	11.0	13.0	12.5
Meer südlich von Kap Hoffnung	40° S	20° O	17.0	15.0	13.5	14.5	15.0

Dies sind die durchschnittlichen Verhältnisse. Im Einzelfalle wird der Wechsel der Luftwärme selbst über den riesigen, in Betracht kommenden Wasserflächen äußerst empfindlich werden können, wenn auf die äquatorialen feuchtwarmen Nordwinde mit dem Umspringen der Richtung ein durchdringender kalter Südwind aus höheren Breiten uns erschauern macht. Während beim Heranziehen des Sturmes schwere, tiefziehende Wolken oft in heftigen und anhaltenden Regengüssen ihre Feuchtigkeit entladen, beginnt mit dem Drehen des Windes nach der polaren Seite der Himmel aufzuklaren und während einiger Stunden strahlender Sonnenschein die sturmgepeitschte blaue See zu beleuchten — es sind die schönsten Stunden während des Vorüberganges der ganzen atmosphärischen Störung —: aber gar bald hüllt sich wieder der Himmel in mißfarbenes graues Gewölk, und das Spiel beginnt von neuem.

In der südwestlichen Ecke dieser Klimaregion, nach den Falkland-Inseln hin, sind Nebel recht häufig, besonders dann, wenn der Wasserdampf warmer nördlicher Winde über dem kalten Wasser der Ausläufer der Kap-Horn-Strömung zur Kondensation gebracht wird; und gar manchem tauchen wohl in der Erinnerung Tage wieder auf, die er an Bord eines Ostindien- oder Australienfahrers erlebt hat, wenn drei, vier, fünf Tage lang der Nebel das mit rauschender Fahrt vorwärtsstrebende Schiff dicht umhüllt und gespannten Ausguck auf das jeden Moment mögliche Insichtkommen von Eis erfordert. Dieser Nebel reicht oft nur etwa 20 bis 30 m hoch; schon zwischen den Bramsegeln und Royals fliegen die Nebelschwaden in Fetzen zerrissen hindurch, und ganz oben sieht man wohl das fahle Licht des Mondes, wie er ein gespensterhaft wogendes Nebelmeer bescheint, aus dem die Mastspitzen des Schiffes herausragen.

§ 51. Die Patagonische Region.

Nicht ohne einen leichten Zwang vereinen wir unter dem Titel „Klima der patagonischen Gewässer" die Schilderung der klimatischen Verhältnisse eines schmalen, langgestreckten, von der Grenze der Polarzone bis zur Grenze der Tropen ausgedehnten Meeresstreifens an der Küste Südamerikas (Fig. 70). Schon in geographischer Hinsicht nehmen wir uns die Freiheit, in diesem Falle nördlich vom La Plata gelegene Ozeanstrecken mit den patagonischen zusammenzukoppeln; immerhin ist ein gemeinsames Kennzeichen vorhanden: es deckt sich nämlich die Region im allgemeinen mit dem Flachseegebiet der patagonischen und auch noch nördlich vom La Plata vorhandenen Küstenbank, und die Region reicht ostwärts nur wenig über den Schelf hinaus zum

tiefen Ozean. In meteorologischer Hinsicht bietet die Patagonische Region eine reiche Auswahl der verschiedenartigsten Witterungsvorgänge; glühender Sonnenbrand und leichte Winde, Kälte, Stürme und tiefjagende schwere Wolkenzüge, Regenarmut und Regenreichtum, Gewitter und Nebel — alles ist in regionaler und zeitlicher Abwechslung und zum Teil exzessiver Ausbildung über die einzelnen Breitengrade hin verteilt, und insofern von einer gleichmäßigen Witterung kaum die Rede.

Aber anderseits gilt die Unbeständigkeit der Witterungserscheinungen, der oft plötzliche Wechsel zwischen Warm und Kalt, Regen und Sonnenschein, zwischen Sturm und Stille nahezu für alle einzelnen Örtlichkeiten der hier in das Auge gefaßten Meeresflächen in gleicher Weise; mit den regional bedeutenden Verschiedenheiten des Klimas im ganzen verträgt sich die Gemeinsamkeit solcher bestimmter meteorologischer Charakterzüge sehr wohl.

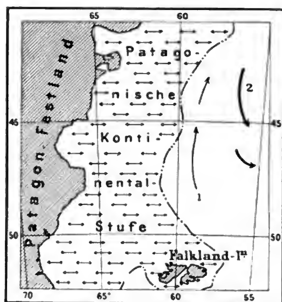


Fig. 73.

Die Wasserarten in der Patagonischen Region.

←→ Gezeitenströme überwiegend.
1 ——→ Falklandstrom (kalt).
2 ←—— Brasilienstrom (warm).

Übrigens werden wir all das, was die Patagonische Region in sich schließt, auf Nord-Breite über einen größeren Raum verteilt wiederfinden in den zu einer größeren Einheit vereint gedachten Klimaregionen der neufundländischen und Golfstromgewässer. Die Ähnlichkeit drückt sich schon in der geographischen Lage aus; in beiden Fällen reichen die jeweils zusammengefaßten Gebiete von der Polargrenze bis zur Tropengrenze, liegen sie vor der Ostküste der Neuen Welt. Und die Ähnlichkeit erschöpft sich nicht in diesem immerhin äußerlichen Moment; sie ist auch auf eine innere, weitreichende geographische Homologie gegründet. Schon die ozeanographischen Haupttatsachen[12] bürgen dafür.

An der Außenkante des patagonischen Schelfs entlang schiebt sich kaltes Wasser nordwärts, häufig mit erheblicher Geschwindigkeit, und in einzelnen Fällen sogar Eisberge bis 42° S-Br. verfrachtend (Falklandstrom); auf der Küstenbank selbst ist das Wasser wärmer, und es erscheint bis heute noch nicht klar ausgemacht, woher dies Wasser stammt oder wodurch die höhere Temperatur bedingt ist. Aber auch östlich von dem ersterwähnten kalten Falklandstrom haben wir ausgesprochen warmes Wasser, hier mit südlich gerichteter Bewegungstendenz, so daß der auf Tafel XI ersichtliche, unregelmäßige Verlauf der Isothermen des Wassers schematisch so zu deuten ist, wie in Fig. 73 angegeben; es liegt also entschieden eine an die Grenzgebiete zwischen Labrador- und Golfstrom erinnernde Situation vor, jedenfalls eine Gegend starker Temperaturgegensätze auf kurze Strecken hin. Südöstlich von der La-Plata-Mündung pflegen diese Unterschiede in der Wasserwärme regelmäßig aufzutreten; zu ihnen gesellen sich fast ununterbrochene Kämpfe im Luftmeere zwischen kalten trockenen Südwinden und heißen feuchten schirokkoartigen Nordwinden, die in heftigen Gewitterböen, den vielfach geschilderten Pamperos, zum Austrag kommen. Anderseits

sind, besonders im südlichen Winter, weitreichende Nebel über dem kalten Wasser häufig, und sie dehnen sich dann nicht selten bis in die Mündung des La Plata hinein, wo sie bei den unregelmäßigen starken Strömungen und zahlreichen Untiefen der Schiffahrt verhängnisvoll werden können.

Und nicht bloß von Ort zu Ort sind die Wärmeunterschiede bedeutend, auch von Jahreszeit zu Jahreszeit. Die Jahresschwankung ist fast überall erheblich, auf See schon, noch mehr natürlich an den Küsten. Die mittleren Unterschiede der Temperatur des wärmsten und kältesten Monats betragen für Buenos Aires 13.0° (23.1°—10.1°), für Bahia Blanca 15.0° (22.5°—7.5°), die absoluten Extreme aber sind für Buenos Aires 40.2° und —5°, für Bahia Blanca gar 42.3° und —8.3°. Bei meist wolkenlosem Himmel strahlt im Sommer über den patagonischen Küstengewässern die Sonne mit mächtiger Kraft, und nach älteren Schilderungen sollen hölzerne Schiffe geradezu ruiniert werden, wenn sie mehrere Monate lang in bestimmten Häfen dieser Küste dem Sonnenbrand und der anhaltenden Dürre ausgesetzt sind.

Regenarmut ist für einen großen Teil der Region eine charakteristische klimatische Eigenschaft. Im Innern Patagoniens artet die Regenarmut zu einer zeitweise zwei bis drei Jahre währenden, nahezu vollkommenen Regenlosigkeit aus. Im Gebiet der La-Plata-Mündung fallen durchaus ausreichende Niederschlagsmengen; aber südlich von Bahia Blanca, südlich also von rund 40° S-Br. bis zur Magellan-Straße, dehnt sich ein regenarmes Küstenland, und es scheint, als ob auch über dem angrenzenden Ozean nur geringe Regenmengen von weniger als 250 mm im Jahre niedergehen (Tafel XXIV). Von der Magellan-Straße ab beginnt nach Süden hin die Niederschlagsmenge wieder rasch zu steigen; das in der Magellan-Straße gelegene Punta Arenas hat schon 463 mm, und wenn wir die für die patagonische Klimaregion angenommene Südgrenze etwas überschreiten, so finden wir in Ushuaia an der Südküste Feuerlands 547 mm und für die nach Osten vorgerückte Staaten-Insel gar 1701 mm im Jahresdurchschnitt angegeben, wozu auch die Beobachtungen stimmen, die von der französischen Polarexpedition 1882/83 in der Orange-Bucht nahe bei Kap Horn angestellt wurden und deren Ergebnis 1511 mm Niederschlag waren. In Summa: wie bei den Temperaturen, so bildet auch hinsichtlich der Niederschlagsverteilung die Patagonische Region kein einheitliches Bild; und dies gilt endlich auch von den

Winden[13]. Wir erwähnten den für die La-Plata-Mündung charakteristischen Kampf polarer und äquatorialer Winde. In den nördlicheren Teilen der Region mahnen die vorherrschenden Luftströmungen aus N, NO und SO schon an den Passat; in den südlicheren Teilen erinnern die allmählich häufiger und häufiger werdenden NW- und W-Winde an die stürmischen „vierziger Breiten", an die Nähe der Westwindzone, die draußen im landfernen Ozean immer entschiedener zur Geltung kommt, auch in Breiten noch nördlich von 40° S-Br.

§ 52. Die Südwestafrikanische Region

soll den subtropischen Teil der östlichen Seite des Südatlantischen Ozeans umfassen; es spielen daher regional und zeitweise Witterungsvorgänge in ihr, die noch an die Westwindzone der vierziger Breiten erinnern, anderseits auch an den im Norden entschieden herrschenden SO-Passat mahnen. Gerade die Windverhältnisse lassen dies erkennen. Wir finden vorherrschende SW- und S-Winde; die bewegte Luft verfolgt,

teils aus dem Luftdruckmaximum, teils aus höheren Breiten sich herleitend, in der nächsten Nähe der Küste entschieden auflandige oder höchstens zum Festland parallel gerichtete Bahnen, während in größerer Landentfernung der Wind mehr aus SO zu kommen pflegt. Im wesentlichen wird daher in diesen Windverhältnissen ein nach dem wärmeren Lande hin abgelenkter Passat zu sehen sein, eine Luftströmung, die zu Trockenheit und, weil von höheren Breiten kommend, zu Abkühlung neigt.

In der Tat sind Regenarmut und abnorm niedrige Temperaturen sowohl der Luft als auch des Wassers die hervortretendsten Charakterzüge des südwestafrikanischen Meeresgebiets; nur genügt zu ihrer Erklärung das Vorhandensein des Passates allein doch nicht. Denn der SO-Passat bringt es in Ascension, wie wir sehen werden*, immerhin noch bis auf 84, in St. Helena bis auf 145 mm Niederschlag im Jahresdurchschnitt; hier aber steigert sich die Regenarmut zur nahezu absoluten Dürre und Regenlosigkeit in der Nähe und an der südwestafrikanischen Küste, wo Swakopmund nur 19, Lüderitz-Bucht nach fünfeinhalbjährigen Beobachtungen nur 23 mm im Jahre aufweist. Das sind minimale Regenmengen, die auch in der Sahara nicht unterboten werden. Diese Küstenstriche verdursten angesichts des Ozeans, und es unterliegt kaum einem Zweifel, daß an dieser das südwestafrikanische Gestade zur Wüste verdammenden Trockenheit in erster Linie ozeanographische Verhältnisse, nämlich die niedrigen Seetemperaturen die Schuld tragen. Um dies zu erklären, müssen wir etwas weiter ausholen.

Wenn wir vom Kongo südwärts steuern, so nehmen die Wärmegrade erstaunlich schnell ab, sprungweise zumal mit Passieren von Kap Frio und der Tigerhalbinsel, und wir befinden uns bald unverkennbar in einer kühlen, nach Nordwesten setzenden Meeresströmung, die an ihrer rechten Kante, nahe an Land, noch außerdem kaltes, aus der Tiefe aufquellendes Wasser führt**. Daher kommt es, daß unter dem Wendekreise vor Swakopmund die Jahrestemperatur der Meeresoberfläche zu 14.3° sich berechnet, während gegenüber an der brasilianischen Küste in entsprechender Breite sich Wärmegrade von 23° finden. Konzentrisch sind die Nord-Süd verlaufenden Isothermen des Wassers der Küste unsrer Kolonie vorgelagert, geradezu eine Kälteinsel daselbst erzeugend. Ein in der Antarktis einheimisches Tier wie der Pinguin dringt unter diesen Umständen bis an die Grenze der Tropen, bis zur Großen Fisch-Bucht, vor. Nirgends wieder im Atlantischen Ozean reicht die äquatoriale Grenze der gemäßigten Zone so weit in die sonst den Tropen zufallenden Breiten hinein wie gerade hier; auf unsrer Fig. 70, S. 216, ist diese Grenze fast bis nach 10° S-Br. (!) geführt. Swakopmund hat eine Jahrestemperatur der Luft von nur 15.2° und ist damit um etwa 6° zu kalt; die jährliche Schwankung beträgt nur 4.7°, diese Gegenden haben also ein außergewöhnlich gleichmäßiges Klima.

Besonders wichtig ist nun die aus den mitgeteilten Zahlen herzuleitende Tatsache, daß innerhalb dieser südwestafrikanischen Region die Wassertemperatur durchweg etwas niedriger ist als die Lufttemperatur, während sonst im allgemeinen das umgekehrte Verhältnis statthat (S. 201). Vor Swakopmund ist im Jahresmittel das Wasser um 0.9°, im Mai sogar um 2.8° kälter als die Luft; dieser Umstand wird verhängnisvoll, er verursacht die häufigen andauernden Nebel über dem Küstenwasser. Wie unsre Tabelle S. 227 zeigt, tritt der Nebel charakteristischerweise gerade in den Monaten am häufigsten auf, in denen das Wärmedefizit auf seiten des Wassers am größten ist.

---

* Vgl. Tabelle S. 232. ** Vgl. hierüber S. 149.

Schlimmer noch als die hierdurch bedingte Gefährdung und Erschwerung der Schiffahrt ist, daß das gekennzeichnete Verhältnis von Luft- und Wassertemperatur in letzter Linie auch die Regenlosigkeit der ganzen Zone und im besonderen die des Küstenstriches verursacht. Der vorherrschende südwestliche Wind, der nach dem erhitzten Kontinent abgelenkte Passat, enthält an sich schon nicht viel Wasserdampf; das vor der Küste lagernde kalte Wasser und die niedrige Temperatur der Luft darüber wirken nun abkühlend wie ein aufragendes Gebirge und bringen den vom Seewind herangetragenen Wasserdampf in der Form des Küstennebels zur frühzeitigen Kondensation. Der Wind wird über dem Kaltwassergebiet sozusagen getrocknet; an Land und über dem Land entfernt sich diese trockene Luft bei der daselbst vorhandenen höheren Temperatur naturgemäß immer weiter vom Taupunkt, d. h. von der Möglichkeit, Wasserdampf zum Niederschlag zu bringen. „Swakopmund und der ganze öde Küstenstrich vom Kunene bis zum Orange liegt im Regenschatten der kalten Meeresströmung"[14].

Nicht selten machen sich in den südwestafrikanischen Gewässern die Fernwirkungen der Stürme der Westwindzone bemerkbar; die Wellen pflanzen sich in der Form von mächtigen Dünungen nach Nordosten fort, weit aus dem Bereich der atmosphärischen Störungen hinweg, und branden in rhythmischem Schlag an den Gestaden unsrer Kolonie, wo oft tagelang der Verkehr zwischen Schiff und Land durch diese bergehoch über dem seichten Wasser sich auftürmende Brandungswoge gestört wird. Begreiflicherweise tritt die Erscheinung im südlichen Winter am häufigsten auf, wie auch Reihe 5 unsrer Tabelle lehrt. An der Niederguinea-Küste heißt diese Strandbrandung Kalema; als herrliches Naturschauspiel hat sie manche lebensvolle Schilderung erfahren, und wir haben schon S. 72 in einem andern Zusammenhang Peschuel-Lösches großartige Beschreibung wiedergegeben.

Klima von Swakopmund.

Monat	Lufttemperatur °C	Wassertemperatur °C	Nebelhäufigkeit (Tage)	Regen in mm	Brandung: Anzahl der mittleren und guten Tage	Brandung: Anzahl der schlechten Tage
Januar	17.0	16.5	3.5	1.1	24.0	7.0
Februar	17.3	17.1	6.1	2.2	19.5	8.5
März	17.4	15.8	10.4	3.4	22.0	9.0
April	15.5	14.2	22.5	1.0	21.4	8.6
Mai	15.9	13.1	17.5	1.9	16.2	14.8
Juni	14.7	12.8	17.3	0.3	16.6	13.4
Juli	13.6	13.0	20.0	0.3	14.0	17.0
August	12.7	12.4	18.8	0.4	17.0	14.0
September	13.4	12.6	10.1	0.7	19.7	10.3
Oktober	14.5	13.5	8.9	1.9	24.4	6.6
November	14.8	14.4	6.9	0.1	22.8	7.2
Dezember	16.4	15.9	6.7	5.2	20.2	10.8
Jahr	15.2	14.3	148.7	18.5	237.8	127.2

Swakopmund

Prozentische Verteilung der Winde im Jahresdurchschnitt				
Richtung aus	7 Uhr vorm.	2 Uhr nachm.	9 Uhr abends	Ganzer Tag
N	20.1	1.2	10.5	10.6
NO	15.1	1.1	2.8	6.3
O	8.7	0.5	1.4	3.6
SO	6.0	0.9	3.8	3.6
S	5.8	20.8	24.4	17.0
SW	8.2	46.1	25.8	26.8
W	10.7	23.5	11.9	15.4
NW	16.6	5.4	13.4	11.8
Windstille	9.0	0.3	6.0	5.1

St. Helena liegt bereits außerhalb der südwestafrikanischen Region, aber doch sehr nahe ihrer Nordgrenze; deshalb ähnelt sein Klima in vielen Zügen demjenigen der südwestafrikanischen Küste. Swakopmund kann, wenn es auch Landstation ist, als Prototyp der klimatischen Verhältnisse der gesamten westwärts sich dehnenden atlantischen Gewässer gelten, und so mögen aus der vorzüglichen Güllandschen Bearbeitung[14] die vorstehenden Zahlenreihen um so lieber einen Platz finden, als Swakopmund gerade für deutschen überseeischen Verkehr trotz aller Ungunst der Natur eine von Jahr zu Jahr steigende Bedeutung gewinnt.

§§ 53 und 54. Die Regionen des SO- und NO-Passates.

„Vor dem Winde segelnd rollt in leichtbewegter See das Schiff herüber und hinüber, furcht sein Kiel das kobaltblaue Wasser; am Himmel schwimmen vereinzelte weiße Wolken; alles ist in Klarheit und Licht gebadet. Warme Lüfte umwehen uns. Es sind die idealen Tage der Seefahrt im Passat. Ohne Rast geht die Reise vor sich, und stetig treibt der Passat unser Tag und Nacht gleichmäßig vorrückendes Schiff“*. Die Worte sind der Schilderung einer transatlantischen Segelschiffsreise entnommen. In der Tat, die Regionen des SO- und NO-Passates stellen in vieler Beziehung für die Schiffahrt ideale Gewässer dar; es sind friedliche Gewässer, zwar nicht in dem Sinne, daß daselbst die Windstärke gering und die See glatt sein müßte — dies ist durchaus nicht der Fall, im Gegenteil, es kann recht steif wehen —, sondern insofern, als der Wind jahraus jahrein aus nahezu unveränderter Richtung kommt und man der Gleichmäßigkeit und Beständigkeit von Wind und Wetter so ruhig vertrauen kann, daß das Steuer des Schiffes wohl einer Damenhand überlassen werden dürfte. „Damenmeere“ haben die galanten Spanier des Entdeckungszeitalters die Passatzonen des Atlantischen Meeres genannt. Der Fläche nach handelt es sich um ein gewaltiges Gebiet, das die atlantischen Passate innerhalb der thermisch festgesetzten Tropenzone beherrschen; die Passate selbst erstrecken sich im Südosten zwischen St. Helena und dem Kapland und im Nordosten nach den Canarischen Inseln zu noch etwas über die eigentlichen Tropen hinaus. Rund 32 Millionen qkm oder mehr als ein Drittel der

* Vgl. das Titelbild.

Oberfläche des ganzen Atlantischen Ozeans werden hier unter dem Gesichtswinkel einheitlicher, klimatischer Eigenschaften betrachtet.

Aus Südosten im Südatlantischen Ozean, aus Nordosten im Nordatlantischen Ozean weht der Wind; der SO-Passat greift während aller Monate mehr oder weniger über den geographischen Äquator nordwärts herüber, so daß das Grenzgebiet gegen den SW-Monsun und den NO-Passat stets auf nördlicher Breite liegt. Allem Anschein nach ist dieser Umstand die Ursache der bedeutsamen Tatsache, daß nur auf N-Br. tropische Orkane im Atlantischen Ozean entstehen, während der Südatlantische Ozean gänzlich frei von diesen atmosphärischen Störungen ist. Die Wirbelstürme der Tropen entstehen allgemein nur da, wo zwei in ihrer Richtung nahezu entgegengesetzte Luftströmungen aufeinander stoßen oder aneinander entlangziehen, also z. B. im Kalmengürtel zwischen NO-Passat und SW-Monsun südlich der Kapverdeschen Inseln. Würde der Stillengürtel regelmäßig, wenn auch nur zeitweise, südlich vom Äquator liegen, so würden wir wohl sicher auf gelegentliche Orkane in der Region des SO-Passates rechnen müssen.

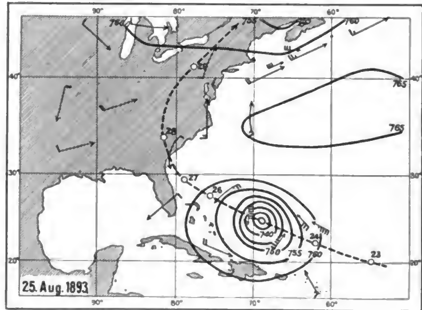


Fig. 74.

Ein westindischer Orkan.
Sein Sturmgebiet vom 25. August 1893 und seine Bahn vom 23. bis 29. August.

Die **Orkane des NO-Passat-Gebiets**[15] bedeuten höchst gewaltsame Störungen in der sonst so beständigen Tropenwitterung; sie treten besonders in den Monaten August, September und Oktober auf, ziehen südlich vom Wendekreis von O nach W oder von OSO nach WNW und biegen meist in der Nähe der Bahama-Inseln entschieden nach N und NO um, so daß ihre Bahn häufig einer Parabel gleicht, deren Scheitel in der Nähe der Florida-Enge liegt (Fig. 74). Wir dürfen uns die Zahl dieser Orkane und die Wahrscheinlichkeit, daß eine bestimmte Örtlichkeit von einem solchen Unwetter heimgesucht wird, nicht zu groß vorstellen; in den Jahren 1875 bis 1900 wurden 95 westindische Orkane gezählt, davon im:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
0	0	0	0	1	5	3	26	26	31	4	3

Es kommen hiernach also durchschnittlich etwa vier Orkane in westindischen Gewässern in **einem** Jahre vor; aber nicht alle vier sind vernichtende Orkane, und ihr Wirkungsbereich bleibt stets vergleichsweise klein. Immerhin verlangen sie ernste Beachtung seitens der atlantischen Schiffahrt. Dies gilt auch von einer andern, ebenfalls periodisch auftretenden Eigentümlichkeit des NO-Passates, den

Staubfällen[16], die aber am häufigsten im Winter und Frühjahr stattfinden. Nicht selten werden aus der Sahara bei starkem ablandigem, also sehr östlichem Passat auf die zwischen den Canarischen und den Kapverdeschen Inseln gelegenen Ozeanflächen hinaus dicke, Tage und Wochen sich haltende und erneuernde Wolken von Wüstenstaub hinausgetrieben, welche die Atmosphäre trüben, so daß man noch mittags die Sonne nur als blutrote matte Scheibe sieht und die Sichtigkeit der Luft auf eine bis zwei Seemeilen beschränkt sein kann. Den Höhepunkt erreicht die Erscheinung, wenn braunroter Staub auf den durch die Zone fahrenden Schiffen zum Niederschlag gelangt. Fig. 75 läßt in drei Abstufungen auf Grund deutscher und englischer Schiffsberichte erkennen, wo die äußerste, wo die gewöhnliche Grenze des Vorkommens von Staubfällen liegt, und endlich, wo das Gebiet größter Häufigkeit zu suchen ist. Die Tatsache, daß mit dem Kap Verde die Region der Staubfälle aufhört, spricht allein schon deutlich genug für den saharischen Ursprung des Phänomens. Waren die westindischen Orkane eine Erscheinung hauptsächlich des Sommers und Herbstes, so erreichen die Staubfälle der Kapverdeschen Inseln ihren stark ausgeprägten Höhepunkt im Winter; weitaus am häufigsten werden sie im Februar beobachtet. Sie treten gelegentlich auch über den Canarischen Inseln auf; trübe, dunstige, „diesige" Luft wird bei sehr östlichem Passat selbst bis nach Madeira beobachtet. Der Himmel hat dann ein bleigraues Aussehen, und es herrscht eine unangenehme Trockenheit.

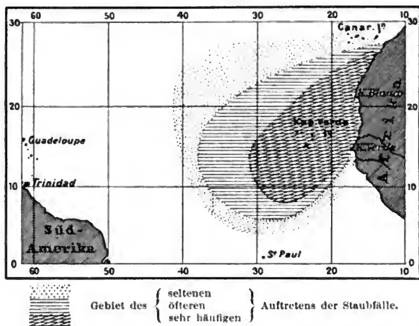


Fig. 75.

Die Staubfälle im NO-Passat des Atlantischen Ozeans.
(Nach der Darstellung der Seewarte.)

Es scheint überhaupt die östliche, d. h. afrikanische Seite der Region des NO-Passates absolut und relativ geringe Luftfeuchtigkeit aufzuweisen; während man im allgemeinen auf 80% relativer Feuchtigkeit anderwärts über dem Ozean rechnen darf, besitzt nach den übereinstimmenden Angaben verschiedener zuverlässiger Beobachter die atlantische Luft zwischen den Canaren und den Kapverden meistens nur 65 bis 70% der Feuchtigkeit, die sie an sich würde enthalten können, und zeitweise treten sogar Werte von nur 50% auf. Jedenfalls bildet die große Trockenheit der Luft ein klimatisches Kennzeichen dieser Gegend; weiter im Westen, nach den westindischen Inseln hin, verliert es sich.

Man könnte erwarten, daß während des südlichen Winters im südatlantischen Passatgebiet an der Küste von Deutsch-Südwestafrika, wo ein von Sanddünen erfüllter Wüstenstreifen unmittelbar das Gestade des Ozeans begleitet, etwa von Swakopmund aus in der Richtung auf St. Helena hin, ebenfalls Staubfälle auftreten: dies ist jedoch nicht der Fall, weil hier der Passat dicht unter Land stets einen auflandigen oder

doch zur Küste parallelen Kurs verfolgt, also nicht aus SO, sondern aus S und SW weht (S. 225/226).

Die erstaunliche Gleichmäßigkeit und Beständigkeit der Luftströmungen in den atlantischen Passaten findet ihr Gegenstück in der Gleichmäßigkeit der regionalen und jahreszeitlichen Wärmeverteilung. Die Jahresmittel liegen etwa zwischen 20° und 26°; nirgends sinkt im Monatsmittel die Temperatur unter 18°, kaum irgendwo auf See erhebt sie sich über 28°, so daß die mittlere Schwankung zwischen der Temperatur des kältesten und wärmsten Monats weniger als 10°, ja, über dem größten Teil der in Betracht kommenden Ozeanflur weniger als 5°, seewärts der Nordostküste von Südamerika sogar weniger als 2.5° beträgt. Dies schließt nicht aus, daß einerseits in Einzelfällen, stundenweise also in den absoluten Extremen, auf dem Meere selbst und anderseits an Land auf den Inseln erheblich größere Schwankungen beobachtet werden.

Nicht so einfach liegen die Niederschlagsverhältnisse. Den meteorologischen Grundcharakter der Passate als trockene Winde haben wir schon oben S. 210 gekennzeichnet; klimatisch werden zwei weitere Tatsachen wichtig. Die erste ist die, daß der NO- und der SO-Passat, solange er über den Ozean oder über flache Inseln hinweht, allerdings ungemein wenig Regen liefert — wir denken z. B. an die kahlen, niedrigen Riffe von Buen Aire vor der venezolanischen Küste und das wenig tropenhaft anmutende Curaçao im Karibischen Meere —, daß er aber reichlich Feuchtigkeit abgibt, sobald er an größeren und hohen Inseln zum Aufsteigen gezwungen wird, wie z. B. auf Haïti, auf Jamaika u. a. m. an der Luvseite; an der Leeseite können ganz abweichende Verhältnisse herrschen. Die zweite Tatsache bezieht sich auf die jahreszeitliche Verteilung: innerhalb der Wendekreise beobachten wir hier auf dem Atlantischen Ozean im allgemeinen den Höhepunkt der Niederschläge zur Zeit oder kurz nach der Zeit des höchsten Sonnenstandes. Wir haben also nahe den Polargrenzen der Tropenzone, wo die Sonne nur einmal in das Zenit kommt, meistens Sommerregen, wofür die nachstehende Reihe der monatlichen Regenmengen auf den Kapverden als Beweis dienen möge; dem Leser, der hiermit die auf S. 238 stehende entsprechende Reihe für Tenerife (Canaren) vergleicht, wird der in dieser Hinsicht vorhandene fundamentale Unterschied der Passatregion von der nahe benachbarten subtropischen Region, die Winterregen hat, nicht entgehen*.

Praia, Kapverdesche Inseln. — Regenmenge in mm:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
3	2	0	1	0	0	12	99	99	37	12	12	277

In den zentralen näher zum Äquator gelegenen Meeresgegenden, über denen im Laufe eines Jahres die Sonne zweimal senkrecht steht, beobachten wir vielfach eine doppelte, durch eine kleine Trockenzeit getrennte Regenzeit, so z. B. auf den kleinen Antillen, in Guiana, in Bahia usf. Doch liegen im übrigen die Regen- und Trocken-

* Wir müssen annehmen, daß sich zwischen die beiden nur rund 1700 km voneinander entfernten, ganz verschiedenen Regengebiete der Kapverdeschen und der Canarischen Inseln eine schmale Zone von fast vollkommener Regenlosigkeit einschiebt.

zeiten an den tropischen Küstenländern des Atlantischen Ozeans so verwickelt, sind so viele lokale Unterschiede vorhanden, daß wir hierfür nur auf Hanns Klimatologie verweisen können.

Für einige ausgewählte Stationen der atlantischen Passatgebiete enthält die Tabelle die wichtigsten klimatischen Konstanten. Die zwischen den östlichen und westlichen Orten gleicher geographischer Breite hervortretenden thermischen Unterschiede betrachten wir als Fernwirkung der klimatischen Verhältnisse der südwestafrikanischen Region; in ganz ähnlicher Weise erscheinen sie auf nördlicher Breite durch die bis in die Tropen fühlbare Wirkung der Gegensätze zwischen Golfstromregion und marokkanischer Region hervorgerufen.

Lufttemperatur °C	Jamestown St.Helena 16° S-Br.	Loanda 9° S-Br.	Ascension 8° S-Br.	Pernambuco 8° S-Br.	Pará 1° S-Br.	Senegalmündung 16° N-Br.	St. Vincent Kapverden 17° N-Br.	Kingston Jamaika 18° N-Br.
Jahresmittel	21.3	23.5	25.2	26.1	25.7	23.4	23.6	26.0
Wärmster Monat ...	24.0 (März)	25.9 (März)	27.1 (März)	27.5 (Februar)	26.5 (Novbr.)	28.0 (Septbr.)	26.4 (Septbr.)	27.6 (Juli)
Kältester Monat....	18.3 (August)	19.7 (August)	23.4 (Septbr.)	24.0 (Juli)	25.0 (Februar)	19.5 (März)	21.3 (Februar)	24.3 (Februar)
Jahresschwankung..	5.7	6.2	3.7	3.5	1.5	8.5	5.1	3.3
Regenmenge, Jahr	145 mm	278 mm	84 mm	2356 mm	2204 mm	423 mm	191 mm	964 mm

§ 55. Die Region des SW-Monsuns

hat eine gegenüber den gewaltigen Flächen der SO- und NO-Passatzone verschwindende Größe, ist aber scharf geschieden und verschieden von diesen Zonen, zumal vom NO-Passat. Die Region des SW-Monsuns in der Ausdehnung, die unsre Karte S. 216 erkennen läßt, bildet ein keilförmiges, dreieckiges Stück des Atlantischen Ozeans, das seine Basis in der äquatorialen Küste Westafrikas von Kap Verde etwa bis zum Gabun, seine Spitze aber in rund 35° W-Lg. unter 5° N-Br. hat. Diese Ausdehnung kommt der Monsunregion im allgemeinen nur in den Sommermonaten der nördlichen Hemisphäre zu und ist also eine Maximalausdehnung, die in einzelnen Fällen freilich noch insofern überschritten wird, als manchmal veränderliche leichte westliche Winde und Windstillen fast ganz bis zur NO-Küste Südamerikas hinüberreichen und dann die Trennung des NO-Passats vom SO-Passat — immer nur für kurze Zeit — eine vollkommene wird. Doch auch im nördlichen Winter übernimmt die Monsunregion wenigstens für die östliche, afrikanische Seite des Atlantischen Ozeans die Funktion eines von beiden Passatgebieten wesensverschiedenen Meeresteiles; denn der Monsun weht auch im Winter, nur ist dann seine Ausdehnung nach Westen und Norden erheblich geringer und auch die Beständigkeit der südwestlichen Luftströmung bedeutend geschwächt.

Die Nordgrenze findet man fast stets durch ein verschieden breites, bald 50, bald auch 100 bis 200 km in Nord-Süd-Richtung umfassendes Band von Windstillen und Mallungen gegen den NO-Passat abgesetzt. Nicht so die Südgrenze: da geht der

SO-Passat mit dem Überschreiten des Äquators durch Süd nach SW über, ohne an Stärke irgendwie zu verlieren und ohne einem Stillengebiet Raum zu geben, und wird zum westafrikanischen Monsun (Tafel XXII); hier erscheint also, rein äußerlich betrachtet, der Monsun nur als abgelenkter Passat. Wollten wir diese an sich unbestreitbare Tatsache zum alleinigen Kriterium für eine geographische Abgrenzung der Monsunregion von der Passatregion benutzen, so müßten wir das Monsunbereich bis weit über die Tropen hinaus, bis zur Küste Deutsch-Südwestafrikas, ausdehnen; denn überall in der Nähe des Landes, vom Gabun bis zum Kongo, vom Kongo bis zum Kunene und Orange-Fluß wird, wie wir S. 225/226 gesehen haben, der auf dem offenen Ozean durchstehende SO-Passat nach rechts abgelenkt und weht aus SW landeinwärts oder doch aus Süden parallel zur Küste. Es fehlen aber diesen monsunartigen Passatwinden des Südatlantischen Ozeans verschiedene wichtige meteorologische Eigenschaften, die den streng äquatorialen Westmonsun der Oberguineaküsten charakterisieren, und darum wird es richtig sein, die Südgrenze unsrer Monsunregion im Osten etwa auf 1° N-Br. oder auf den Äquator zu legen, so daß sie am Gabunfluß den Kontinent erreicht. Denn außer den Windverhältnissen beanspruchen die

Niederschlagsverhältnisse in unserm Falle mindestens die gleiche Beachtung wegen ihrer besonderen regionalen und jahreszeitlichen Verteilung. Die Passatregionen sind, wie wir nun schon wissen, ausgesprochen regenarm. Niederschlagsmangel herrscht auch in einem bis zur wüstenhaften Trockenheit sich steigerndem Grade über den Küstengewässern südlich vom Kongo, obwohl der Wind aus SW kommt. Die äquatoriale Monsunregion ist aber auf See und an den Küsten äußerst regenreich. Kein Nebel der untersten Luftschichten verhüllt dem Seefahrer den Himmel, wie dies an der südwestafrikanischen Küste oft der Fall ist; wohl aber lassen schwere, schwarze Regen- und Böenwolken während eines großen Teiles des Jahres, besonders von Juni bis Oktober, die Sonne nicht hindurchkommen und künden schon von vornherein den Regenreichtum der äquatorialen Zone an. Draußen auf dem Ozean fällt die größte Menge des Regens in dem vorhin erwähnten Band der Windstillen und Mallungen zwischen NO-Passat und SW-Monsun; nach der afrikanischen Küste zu wälzt der Monsun selbst die regenschwangeren Wolken, die an den aufragenden Gebirgen ihre Feuchtigkeit entladen. Im innersten Winkel des Guinea-Golfes, in der Meeresecke zwischen Fernando Po und dem Kamerungebirge, gehen Regenmengen nieder, die die Gegend zur zweitregenreichsten der ganzen Welt machen (stellenweise mehr als 10000 mm); es ist, als ob hier wie in einem sich allmählich verengernden Schlauch die Luftbahnen des regenschwangeren Monsuns zusammengefaßt und zur massenhaften Abgabe ihres Wasserdampfes gezwungen werden*. Auch das außerhalb des Guinea-Golfes, aber noch recht in der Monsunregion gelegene Sierra Leone hat 4300 mm Niederschlag im Jahr. Dagegen bringt es Bathurst am Gambia nur mehr auf 1330 mm, und das an der Senegalmündung gelegene St. Louis hat, im Grenzgebiet von Monsun und Passat, bei vorwiegend nordöstlichen Winden gar nur 423 mm Regensumme im Jahre aufzuweisen.

Nicht nur der Regenreichtum als solcher ist ein klimatisches Kennzeichen der Monsunregion, sondern auch die Art der Regenverteilung im Jahre. Wie der SW-Monsun

* Die Goldküste und Togoküste sind nicht regenreich und haben nur etwa 660 mm Niederschlag im Jahr; es handelt sich dabei aber um eine lokale, wahrscheinlich durch kaltes Auftriebwasser bedingte Regenverminderung, die den Grundcharakter, den Regenreichtum der Oberguineaküste, in ihrer Gesamtheit nicht zu verwischen vermag (SUPAN in Peterm. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 124, Gotha 1898, S. 58).

in unserm Hochsommer seine bedeutendste räumliche Ausdehnung gewinnt, so konzentriert sich auch die Häufigkeit und der höchste Ertrag der Regen um die Jahresmitte, d. h. auf die Monate Juni bis Oktober; dabei sind die übrigen Monate nicht etwa regenlos. Von den 4300 mm Regen in Sierra Leone gehen nicht weniger als 3600 mm in den genannten fünf Monaten nieder; und für das eigentliche Ozeangebiet, von dem Regenhöhen nicht bekannt sind, ist die Regenwahrscheinlichkeit in ihrer jahreszeitlichen Verteilung berechnet wie folgt:

5° bis 10° N-Br., 20° bis 30° W-Lg.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
0.19	0.09	0.14	0.02	0.28	0.50	0.65	0.60	0.54	0.63	0.44	0.34

Im Gabun-Gebiet verschwindet diese für den äquatorialen Regengürtel und Monsun charakteristische Zusammendrängung der größten Niederschlagsmengen auf die Jahresmitte, und es tritt eine doppelte, kurz nach dem zweimaligen Zenitstand der Sonne einsetzende Regenzeit an deren Stelle; zugleich beginnt eine rapide Abnahme der Regenmengen, vom Gabun mit noch 2400 mm zur Kongomündung mit nur 730 mm. Diese weiter nach Süden sich verschärfenden Tatsachen leiten über in die uns schon bekannte Zone, in der die südwestlichen Winde nur einen abgelenkten Passat darstellen und keine echten Monsuneigenschaften entwickeln (S. 226).

Die Region des SW-Monsuns ist auch reich an Gewittern, die im Passat fehlen. Die elektrischen Entladungen treten nicht während der stärksten Entwicklung des Monsuns, im Hochsommer, am häufigsten auf, sondern im Frühjahr und Herbst, also vor dem Beginn und nach dem Ende der Regenzeit, wobei die Windstillen am Grenzgebiet zum NO-Passat eine bevorzugte Gegend ihres Auftretens darstellen. Beachtenswert ist auch die ausgeprägte tägliche Periode dieser Gewitter auf dem Ozean; während an Land meist die Nachmittagsstunden etwa von 3 bis 6 Uhr das Maximum der Häufigkeit von Gewittern in sich schließen, bilden die Gewitter in der Äquatorialzone des Atlantischen Ozeans ganz überwiegend nächtliche Erscheinungen. Sobald die Schleier der Dämmerung über die unabsehbare Wasserwüste sich gesenkt haben, sieht hier das Auge Abend für Abend am Horizont in meist kurzen Pausen breite Flächenblitze hin- und herleuchten, und dieses Wetterleuchten hält dann die Nacht hindurch bis zum Morgen an. Oft aber zieht auch eine Gewitterwolke in entschiedener Fahrt über das in Windstille treibende Segelschiff herauf; nach einigen grellen Blitzen und kurz verhallenden Donnerschlägen löst wolkenbruchartiger Regen die Spannung und führt den hinter der Böe folgenden Monsun heran, der dem Schiff die Segel füllt.

Die in die Monate des nordhemisphärischen Sommers zusammengedrängte Fülle der Niederschläge bewirkt eine erhebliche Abkühlung der Luft an den Küsten im Bereich des äquatorialen Monsuns, und wer in diesen Gegenden Temperaturen von 22° oder 23° bei frischer Brise in nasser Kleidung selbst erlebt hat, wie dies z. B. an der Kamerunküste wohl niemand erspart bleibt, der weiß, welch empfindliches Kältegefühl diese Verringerung der Temperatur mit sich bringt. Daher ist von Sierra Leone ab südwärts am Lande der Juli oder August der kälteste Monat, und einer der Frühjahrsmonate der wärmste Monat; es ist hier scheinbar der südhemisphärische Temperaturgang maßgebend. Bei näherer Prüfung zeigt sich jedoch, daß auf dem

Ozean der normale, nordhemisphärische Verlauf der Lufttemperatur für den westlich vom Kap Palmas belegenen Teil der Monsunregion doch durchaus gilt, und nur östlich von diesem Kap auch auf See die Temperaturkurve des Jahres den südatlantischen Verhältnissen entspricht. Daher lassen wir den meteorologischen Äquator quer durch die Region verlaufen; die Küsten unsrer Kolonien Togo und Kamerun haben echt südhemisphärische Jahreszeiten, die Sierra Leone-Küste nur scheinbar. Nachstehende Zahlenangaben[17] sollen als Beleg dafür dienen.

Lufttemperatur °C	Jahresmittel	Kältester Monat		Wärmster Monat		Jahresschwankung
Ozean { 5° bis 10° N-Br. / 25° bis 30° W-Lg. }	26.3	25.7	Februar!	26.9	Oktober!	1.2
Sierra Leone	25.9	24.5	August	27.0	April	2.5
Ozean { 0° bis 5° N-Br. / 0° bis 5° W-Lg. }	26.2	24.3	August	27.6	April	2.3
Goldküste	26.6	24.1	August	28.1	April	4.0

§ 56. Die Golfstrom-Region.

Wir betreten nunmehr die gemäßigte Zone des Nordatlantischen Ozeans an einer Stelle, die neben echten Zügen nordamerikanischen Klimas, d. h. neben starken jahreszeitlichen und schroffen regionalen Gegensätzen doch auch viele Anklänge an rein tropische Verhältnisse aufweist, besonders im südlichen Teil. So hält sich die Temperatur des atlantischen Wassers überall — wenn wir die Gegenden nördlich vom Kap Hatteras ausscheiden — hoch und gleichmäßig. Es ist ja die „Golfstrom-Region", und sie birgt in sich das nördlichste Korallenriff der Welt, die Bermudas[18]. Die Temperaturen der Luft freilich werden, je näher dem Festlande, um so öfter bis auf sehr niedrige Werte herabgedrückt, bei winterlichen NW-Winden an der Küste von Charleston-Savannah, bei den berüchtigten Nordern im Golf von Mexiko. In New Orleans, das auf gleicher Breite mit Kairo liegt, wurde innerhalb eines Zeitraumes von 20 Jahren ein absolutes Minimum von —10.6° beobachtet; nicht selten fällt hier Schnee, der manchmal bis Tampico unter dem Wendekreise dringt. Ja, es kommt sogar auf den rings vom Golfstrom umspülten Bermuda-Inseln mitunter zu Schneefall*, und regelmäßig sinkt hier im Winter das Thermometer einmal, wenn auch für kurze Zeit, bis auf etwa 8° herab, so daß dann die Lufttemperatur in argen Gegensatz zu der auch im Winter etwa 20° hohen Temperatur des Meerwassers gerät.

Trotz vereinzelter Wetterstürze müssen nun die Gewässer zwischen Florida und den Bahamas, wo der Golfstrom in den freien Ozean heraustritt, noch zur Tropenzone gerechnet werden; denn hier bleibt auch im kältesten Monat die Lufttemperatur höher als 18°. Im Sommer ist die gesamte Golfstrom-Region einschließlich des nördlichen

* Die mittleren und äußersten Grenzen des Schneefalls über dem Atlantischen Ozean sind auf Tafel XXIV eingetragen.

Teiles des Golfes von Mexiko lähmender, feuchter Hitze unterworfen; es weht hier kein trockener, erfrischender Passat. Südliche, südöstliche und südwestliche Winde herrschen dann vielmehr vor und bewirken auch, daß im Sommer die größten Mengen der im übrigen in allen Monaten des Jahres auftretenden Niederschläge fallen. Auf mehr als 1000 mm Regen dürfte im westlichen und mittleren Teile der Region überall zu rechnen sein; noch auf den Bermudas werden durchschnittlich 1300 mm Regen gemessen.

Stark bewegt ist die Luft in diesem Teile des Atlantischen Ozeans; in allen Monaten, besonders aber im Herbst und Winter, muß der Seemann auf Stürme zwischen den Bermudas und der amerikanischen Küste gefaßt sein; der Golfstrom heißt der „Sturmbrüter", da sein warmes Wasser augenscheinlich eine große Anziehungskraft auf die atmosphärischen Wirbel ausübt, mögen sie nun, wie im Herbst, als Fortsetzung westindischer Orkane von Süden kommen oder aus dem Kontinent heraus auf den Ozean übertreten. Und bei Kap Hatteras, einer bösen Wetterecke, wo kaltes Küstenwasser hart an den blauen Golfstrom grenzt, beginnen schon zum stürmischen Witterungscharakter vielfach die Nebel sich zuzugesellen, beginnt die ganze Strenge des nordamerikanischen Winters oft weit nach See hinaus fühlbar zu werden. Hier kommt es auf Neapel-Breite vor, daß noch im April, ja, im Mai Schnee- und Hagelböen der Schiffahrt Hindernisse bereiten.

Die Golfstrom-Region darf, die New-York-Gegend hinzugenommen, als eine Zone der Gegensätze bezeichnet werden; kaum irgendwo auf der Welt hat der den Ozean befahrende Reisende innerhalb solch kurzer Strecken die ganze Reihe klimatischer Extreme zu durchleben wie auf einer Winterfahrt von New York nach Westindien: er verläßt die Stadt vielleicht bei einem Frost, der das Quecksilber dem Gefrieren nahe bringt und landet nach stürmischer Reise fünf Tage später in lauer Tropenluft unter den rauschenden Wipfeln westindischer Kokospalmen.

Lufttemperaturen[19] °C.	Port Eads, Mississippimündung	Bermudas 32° N	Savannah 32° N	Kap Hatteras 35° N	Atlantic City 39° N
Februar	13.9	16.6	11.4	8.1	0.6
Mai	23.9	20.9	22.6	19.6	14.2
August	27.8	26.7	26.3	25.7	22.6
November	18.9	19.9	14.2	13.8	7.5
Jahr	21.1	21.1	18.6	16.8	11.3
Jahresschwankung	15.0	10.1	17.0	18.2	22.3

§ 57. Die Marokkanische Region

umfaßt die atlantischen Gewässer der Subtropen der Alten Welt und ist ihrem auf gleicher Breite gelegenen amerikanischen Gegenüber, der soeben behandelten Golfstrom-Region, sehr unähnlich. Dort durchweg hohe Temperaturen der See, hier durchweg niedrige, an der marokkanischen Küste sogar abnorm niedrige Temperaturen. Dort starke jahreszeitliche und örtliche Unterschiede in der Luftwärme, hier ungemein gleich-

mäßige geographische Verteilung und auffallend geringe jährliche Schwankung der Luftwärme. Dort erhebliche Niederschlagsmengen mit einem Maximum im Sommer, hier fast überall geringe Regenmengen, stellenweise sogar außerordentliche Regenarmut, und ein scharf ausgeprägtes Maximum der Regenhäufigkeit im Winter. Dort vorwiegend südliche und westliche Winde, hier während mindestens acht Monate des Jahres ein Vorherrschen nördlicher und nordöstlicher Winde.

Die Gesamtheit der angedeuteten klimatischen Grunderscheinungen dieser marokkanischen Region ist in letzter Linie eine Folge der Tatsache, daß während des ganzen Jahres, wenn auch in einer mit den Monaten etwas sich verschiebenden Position, in der Nähe der Azoren und von Madeira das große subtropische Luftdruckmaximum (Tafel XXI und XXII) lagert, das in sich die Neigung zur Trockenheit trägt und zugleich die Ausgangsregion der in den Passat führenden nördlichen und darum trockenen Winde darstellt. Weiterhin verlangt der Umstand Berücksichtigung, daß — wieder im Gegensatz zur Golfstrom-Region — die Gewässer zwischen den Azoren, Canarischen Inseln und der marokkanischen Küste im allgemeinen eine unverkennbare Tendenz zur Bewegung nach Süden aufweisen, also, da sie von Norden kommen, relativ kühl erscheinen. Wir brauchen, um dies zu erkennen, nur auf Tafel XI etwa unter 30° N-Br. den Westen und den Osten des Atlantischen Ozeans zu vergleichen; im Jahresdurchschnitt weist da der Westen ein 23° bis 25° warmes Meer auf, der Osten bei den Canarischen Inseln nur 19° bis 20°, und so auch ähnlich in den Einzelmonaten.

Diese thermische Benachteiligung der europäisch-afrikanischen Seite innerhalb der mediterranen Zone wurde schon in anderm Zusammenhange S. 197/198 erwähnt; sie erreicht die höchsten Beträge unmittelbar an der afrikanischen Küste und kann deshalb nicht ausschließlich eine Folge der eben erwähnten Nord-Süd-Strömung sein; mitbeteiligt ist auch zweifellos das kalte sogenannte „Auftriebwasser“, das unter der Wirkung der ablandigen, nordöstlichen Windrichtung aus der kalten Tiefsee emporquillt — hiervon war schon S. 158 die Rede. Das kalte Küstenwasser der marokkanischen Küste und in entsprechender Weise das der südwestafrikanischen Küste spielt somit als klimatischer Faktor eine sehr bedeutsame Rolle; es stumpft die Extreme des jährlichen Ganges auch der Lufttemperatur ab, hauptsächlich durch die Erniedrigung der Sommertemperaturen. Während in den Wintermonaten die Luftwärme als angenähert normal gelten darf, sind die Sommermonate der marokkanischen Küste viel zu kühl, und zugleich stellen sich daselbst gerade im Sommer häufig Nebel ein, weil in dieser Jahreszeit das kalte Tiefenwasser am mächtigsten in die Erscheinung tritt.

Zu berücksichtigen ist aber bei all dem, daß die soeben geschilderte thermische Benachteiligung samt ihren Folgen immer nur eine relative ist bei einem Vergleich mit dem westlichen, amerikanischen Meeresteile gleicher Breite. In hygienischer Hinsicht ist die zahlenmäßig vorhandene Benachteiligung fast ein Vorzug, da sie vor Extremen, besonders vor zu großer Hitze, bewahrt, und so wird es wohl erklärlich, daß die Meeresflächen gerade der marokkanischen Region wegen ihres wunderbar gleichmäßigen milden Klimas hoch eingeschätzt werden. Die atlantischen Gewässer westlich und südwestlich von der Gibraltar-Straße weisen nun nicht nur einen lebhaften, regulären Schiffsverkehr auf, sondern werden neuerdings auch von Exkursionsdampfern befahren; sie schließen auch solch berühmte Kurorte wie Madeira und Orotava auf Tenerife in sich. Daher erscheint es angezeigt, ausnahmsweise die volle Monatsreihe der klimatischen Werte für je einen Platz der Canarischen Inseln, der marokkanisch-

portugiesischen Küste, Madeiras und der Azoren mitzuteilen; die Stationen sind nach der geographischen Breite von Süden nach Norden geordnet.

Lufttemperatur °C.

Monat	Orotava Tenerife	Mogador Marokko	Funchal Madeira	Ponta Delgada Azoren	Lissabon
Dezember........	17.6	14.9	16.3	15.1	10.4
Januar	16.6	13.9	15.5	14.1	9.6
Februar	16.7	14.9	15.2	13.9	11.1
März	17.0	15.7	15.5	14.1	12.3
April	17.8	17.3	16.5	15.4	13.6
Mai	18.8	18.2	17.7	16.6	16.0
Juni.............	21.1	19.7	19.5	18.9	19.1
Juli	22.6	20.1	21.4	21.3	21.1
August	23.1	20.1	22.3	22.0	21.2
September	22.8	20.3	21.9	20.9	20.0
Oktober	21.8	19.3	20.3	18.9	16.4
November	19.4	17.0	18.2	16.9	13.4
Jahr	19.6	17.6	18.3	17.3	15.3
Jahresschwankung	6.5	6.4	7.1	8.1	11.6

Regenmenge in mm

Monat	Orotava Tenerife	Mogador Marokko	Funchal Madeira	Ponta Delgada Azoren	Lissabon
Dezember........	54	50	115	112	101
Januar	51	56	103	107	93
Februar	64	37	84	87	84
März	53	56	72	97	96
April	19	18	50	76	70
Mai	11	15	22	54	54
Juni.............	1	2	12	35	13
Juli	0	0	2	22	4
August	1	0	2	47	8
September	2	6	19	68	32
Oktober	35	34	73	82	77
November	44	60	130	111	94
Jahr	335	334	684	898	726

Mogador hat nicht nur die geringste Jahresschwankung, sondern auch die niedrigsten Sommertemperaturen unter allen fünf Stationen; wir beachten ferner, daß Madeira, von dem erheblich südlicher gelegenen Tenerife abgesehen, sich der größten Winterwärme innerhalb dieser mediterranen Zone erfreut, endlich, daß die Region gleich dem Mittelmeer ausgesprochene Winterregen empfängt, wobei die Regenmenge als solche von Süden nach Norden schrittweise zunimmt, in Annäherung an die Region der in allen Monaten regnerischen Westwinde. Nördlich von den Kapverdeschen Inseln liegt ein Gürtel der Regenlosigkeit zu allen Jahreszeiten; auf den Canarischen Inseln und an

der marokkanischen Küste herrscht im Sommer noch eine zwei bis drei Monate umfassende vollkommene Dürre; auf den Azoren fällt aber bereits auch im Juli und August ein nennenswerter Betrag von Niederschlägen. Während auf den Bermudas Schneefälle vorkommen, kennt man auf Madeira unter derselben geographischen Breite noch in Höhen von weniger als 800 m überhaupt keinen Schnee, auch nicht an der marokkanischen Küste. Ja, selbst auf den nahe dem vierzigsten Breitengrad gelegenen Azoren gelangt der Schnee nicht bis zum Meeresspiegel herab, in scharfem Gegensatz zu den Verhältnissen der amerikanischen Ostküste gleicher Breite.

Das Mittelmeer.

Es wurde soeben festgestellt, daß die Marokkanische Region des Ozeans bis hin zu den Canaren und Madeira ausgesprochene Winterregen empfängt, gleich dem Mittelmeere. In der Tat liegt die wesentlichste Eigenart des Klimas der Mittelmeergewässer und Mittelmeerländer[20] darin, daß ein milder, regenreicher Winter wechselt mit einem heißen und trockenen, fast regenlosen Sommer; und zwar finden wir diesen Gegensatz beim Vorschreiten von Norden nach Süden und Südosten in immer steigendem Maße ausgebildet. Es fallen von der ganzen Jahressumme der Niederschläge z. B. an der Rivieraküste 35 % im Winter, 21 % im Sommer, auf Malta jedoch 48 % im Winter und nur 2 % im Sommer, und vor Alexandrien und an der Küste Palästinas wird hieraus eine vollkommene Regenlosigkeit in den Monaten Juni bis August.

Diese Grundtatsache hängt mit den Winden zusammen; während im Winter wechselnde, aber vorwiegend westliche oder südliche Winde auftreten in Verbindung mit Luftdruckdepressionen über den großen Becken des Mittelmeeres, herrschen im Sommer die trockenen, steifen NW-, N- und NO-Winde, die *Etesien* der alten Griechen, die Passatcharakter haben und auf dem Ozean auch direkt in den Passat übergehen. Nach deutschen Schiffsbeobachtungen machen südlich von Kreta diese nördlichen Winde im Sommer 92 % aller Winde aus. Gäbe es kein Mittelmeer, so würden gerade umgekehrt im Winter trockene Ostwinde auftreten und das strenge Winterklima der asiatischen Steppen bis hart an den Atlantischen Ozean reichen.

Lufttemperatur °C	Vor der Riviera	Vor Algier	Vor Alexandrien
Dezember	11.8	14.5	17.4
Januar	10.5	13.5	15.8
Februar	10.8	13.9	15.7
März	12.4	14.8	16.3
April	14.3	16.5	17.5
Mai	16.5	17.3	20.1
Juni	20.1	21.5	22.9
Juli	22.9	24.5	25.4
August	23.1	24.9	26.3
September	21.4	24.1	25.2
Oktober	17.8	20.8	23.5
November	14.8	17.9	20.0
Jahr	16.3	18.7	20.5
Jahresschwankung	12.6	11.4	10.5

Berühmt, ja, sprichwörtlich geworden ist die Reinheit des griechischen und italienischen Himmels, auch die Ostküste Spaniens erfreut sich ungemein geringer Bewölkung (Tafel XXIII).

Die in alle Ecken und Winkel hineingebetteten Wasserflächen bewirken naturgemäß einen großen Ausgleich der Temperaturextreme der Küstengebiete; in noch erheblich mäßigeren Grenzen bewegen sich die Wärmeschwankungen über dem Mittelmeere selbst, die wir, ebenfalls nach den Messungen deutscher Seeleute, für drei Gebiete angeben wollen, für die Riviera, für die Gewässer vor Algier und für die zwischen Kreta und Alexandrien. (Siehe die Tabelle S. 239.)

Das Oberflächenwasser des Mittelmeeres weist im großen Durchschnitt eine noch um fast $^1/_2{}^0$ höhere Temperatur auf; besonders im Winter ist dieser Unterschied groß, wo er bis auf 1.3° zugunsten des Wassers ansteigt.

§ 58. Die Zone zwischen dem Englischen Kanal und New York.

(Allgemeiner Überblick*.)

Es handelt sich hier um die Gewässer des Atlantischen Ozeans, innerhalb deren sich der regste transozeanische Schiffsverkehr, den die Erde kennt, abspielt**; und diese Schiffahrtstraße zwischen Westeuropa und der Ostküste Nordamerikas sucht hinsichtlich der auf ihr vorhandenen klimatischen Gegensätze und in der Fülle besonderer meteorologischer und geographischer Erscheinungen ihresgleichen. Der Ausgang des Englischen Kanals liegt unter rund 50° N-Br., New York unter fast 40° N-Br.; zwischen 40° und 50° N-Br. kreuzen also Tausende und Hunderttausende alljährlich das atlantische Weltmeer. Die S. 216 angegebene Einteilung verzeichnet innerhalb dieses Streifens im Westen die sogenannte Neufundland-Region, im Osten die Westeuropäische Region; wenn auch zahlreiche klimatische Charakterzüge beiden Regionen gemeinsam sind, so überwiegt doch wohl die Zahl der klimatischen Verschiedenheiten. Gemeinsam sind die im Durchschnitt vorherrschenden Winde, denn es lagert, wie wir schon S. 203/204 feststellten, im allgemeinen sowohl südwestlich wie südöstlich von Grönland eine Zone niedrigsten Luftdruckes. Diese Tiefdruckfurche, die besonders auf der Isobarenkarte des Februar (Tafel XXI) klar heraustritt, überdeckt die relativ wärmsten Teile des nördlichen Nordatlantischen Ozeans, sie reicht von der Davis-Straße um Kap Farvel herum nach Island und zum Nordkap und bildet indirekt die Grenzscheide zwischen der kalten und gemäßigten Zone des Atlantischen Meeres. Nördlich von ihr herrschen nördliche, polare Luftströmungen vor — eine der Nordmeer- und der Baffin-Bai-Region gemeinsame klimatische Eigenheit. Südlich von ihr sind der Neufundland- und der Westeuropäischen Region ebenso gemeinsam die südlichen oder äquatorialen Winde, welche ihrerseits den atmosphärischen Kreislauf um das isländische Minimum vervollständigen. In der Neufundland-Region wehen diese äquatorialen Winde mehr aus Westen, häufig sogar — im Winter — aus Nordwesten; auf der europäischen Seite aber sind sie ganz ausgesprochen südwestlich (Tafel XXI), und diese S-—SW-Winde sind es, die bis zum norwegischen Nordkap hinauf Wärme führen, abnorm mildes Wetter bis zum Polarkreis und darüber hinaus bedingend.

* Einzelschilderung in §§ 59 und 60.

** Man vergleiche die Figur in § 71.

Gemeinsam ist zugleich infolge der Gemeinsamkeit der äquatorialen Winde der Reichtum an Niederschlägen; zu allen Jahreszeiten, besonders aber im Winter und Herbst, fällt reichlicher Regen über diesen Teilen des Atlantischen Ozeans, es dürfte kein Monat vorhanden sein, in dem nicht wenigstens an der Hälfte aller Tage das Naß aus den Wolken auf die See herabkommt. Könnten wir wie auf Landstationen Messungen der Regenhöhe auf dem Meere anstellen, so würden wir eine Jahressumme von 1000 bis 2000 mm erhalten; auf den Für Öer, die recht in der Zugstraße der atlantischen Luftwirbel gelegen sind, wird eine Regenhöhe von 1809 mm beobachtet.

Gemeinsam erscheint endlich beiden Klimaregionen die durchschnittlich sehr starke Bewölkung des Himmels; oft hängt eine gleichförmige, melancholisch stimmende graue Wolkendecke über dieser Meereszone von Neufundland herüber bis zum Kanal und nordwärts bis zu den Lofoten, im Jahresdurchschnitt 6,5 bis 7,5 Zehntel des Himmelsgewölbes einnehmend, und gering nur ist der Unterschied in dieser Beziehung zwischen Sommer und Winter. Gar nicht selten werden auf dem transatlantischen Schnelldampfer während der ganzen Dauer einer Überfahrt von Kontinent zu Kontinent nur wenige Male zu passender Zeit die Sonne oder andre Gestirne sichtbar (Tafel XXIII). Anderseits kommen, wenn auch nur selten, Fälle vor, in denen wir den Ozean bei andauernd schönem, von strahlender Sonnenhelle begleitetem Wetter kreuzen — Veränderlichkeit, Unbeständigkeit ist eben eine hervorragende Eigenschaft der in Gegensätzen sich häufig bewegenden nordatlantischen Witterung.

Aber es gibt nicht bloß zeitliche, sondern auch regionale Gegensätze innerhalb dieser Zone, und zwar kommen die durchgreifenden klimatischen Unterschiede zwischen dem westlichen und östlichen Teile des gemäßigten nordatlantischen Meeres am intensivsten in den Wärmeverhältnissen zur Erscheinung. Die Temperaturdiagramme der Fig. 76 u. 77 sind weder eine Karte noch ein Profil, sondern sozusagen eine graphische Verbindung von Raum und Zeit; in der horizontalen Achse tragen wir die den einzelnen geographischen Längen entsprechenden Strecken in einem frei gewählten Maßstab ab — die Unterschiede der geographischen Breite bleiben unberücksichtigt, weil das Diagramm eben nur für den einen bestimmten Dampferweg Geltung haben soll —; auf der senkrechten Achse werden die zwölf Monate in gleichen Abständen aufgetragen, und es wird dann in die jeweiligen Schnittpunkte von Länge und Monat (d. h. Raum und Zeit) die zugehörige Temperatur gesetzt. Wir erhalten somit gewissermaßen Wärmeflächen; das Bild entspricht den Höhenschichtkarten; die Isohypsen erscheinen hier durch die Isothermen, die geographischen Breiten durch die Monatslinien ersetzt[21].

Diese sogenannten *Isoplethendiagramme* der Temperatur beantworten uns nun ungefähr jede Frage, die wir über die Wärmeverhältnisse sowohl des Oberflächenwassers als auch der Luft über dem nördlichen der vereinbarten Dampferwege* zwischen dem Englischen Kanal oder der Deutschen Bucht und New York zu stellen vermögen. Gehen wir senkrecht durch das Diagramm, so erhalten wir Auskunft darüber, welchen Betrag die Temperatur von Monat zu Monat, ja, von Tag zu Tag an einer beliebigen Stelle des Dampferweges erreicht, also über die zeitlichen Wärmeänderungen im Laufe des Jahres; gehen wir wagerecht durch das Diagramm, so offenbaren sich die örtlichen Wärmeänderungen von Länge zu Länge. Nehmen wir an, daß wir an einem 15. März die Reise von Bremerhaven oder Hamburg antreten, und wir wollen im voraus über

* Vgl. hierzu § 70.

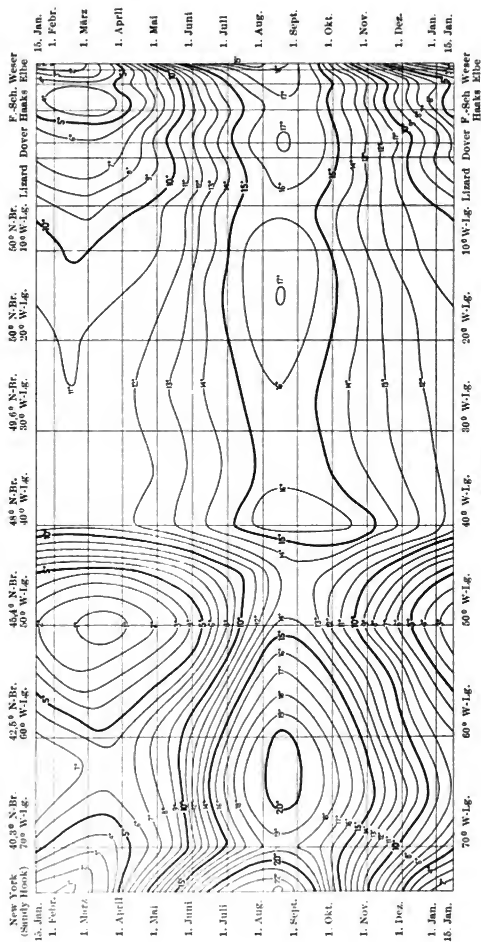


Fig. 76.

Verteilung der Wassertemperatur nach Ort und Zeit auf dem nördlichen der vereinbarten Dampferwege zwischen der Deutschen Bucht der Nordsee und New York (§ 70).

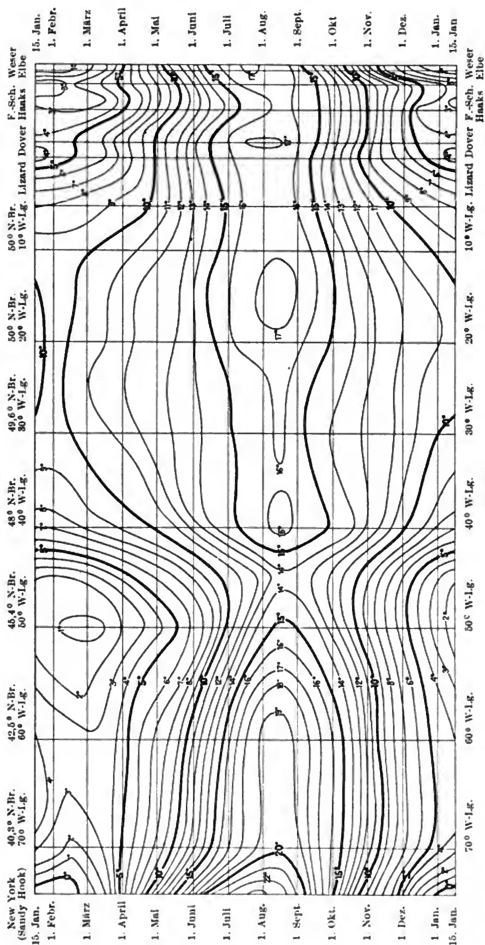


Fig. 77.

Verteilung der Lufttemperatur nach Ort und Zeit auf dem nördlichen der vereinbarten Dampferwege zwischen der Deutschen Bucht der Nordsee und New York.

die zu erwartenden Lufttemperaturen etwas wissen, so gehen wir auf dem Diagramm Fig. 77 am rechten Rande ein und finden etwa 3° C für Mitte März in der Deutschen Bucht; ständig wärmer aber wird es, wenn wir zum Ozean hinauskommen, bei Lizard können wir schon mit 9° rechnen, mitten auf dem Ozean mit 11° bis 12°, bis dann bei 40° W-Lg. ein rapider Sturz des Thermometerstandes eintritt und unter 50° W-Lg. nur 3° bis 2° warme Luft vorhanden zu sein pflegt. Bei weiterer Annäherung an die amerikanische Küste — es mag inzwischen Anfang April geworden sein — erfolgt wieder eine mäßige Zunahme der Lufttemperatur, und so erreichen wir bei rund 6° im Tagesmittel den New Yorker Hafen. An der Hand der Isoplethen läßt sich nun auch die Frage beantworten, wo die Grenze zwischen der

§ 59. **Neufundland-Region**

und der Westeuropäischen Klimaregion zu ziehen ist. Nicht oft dürfte auf den Kontinenten der Erde eine solch scharfe und klare Grenze zwischen zwei Klimagebieten vorhanden sein, wie sie hier mitten auf dem Ozean nachweisbar ist. Selbst einem ersten oberflächlichen Blick (Fig. 76/77) kann nicht entgehen, daß die Isoplethen der Lufttemperatur und besonders auch die der Wassertemperatur ihren ganzen Charakter mit 40° W-Lg. ändern. Westlich davon eine auffällige Unruhe der dicht gedrängten Linien, östlich davon breite Flächen mit wenigen, vorwiegend wagerecht verlaufenden Wärmelinien; die westliche Hälfte der Diagramme bietet in buntem Wechsel von Ort und Zeit den Anblick einer Berg- und Tallandschaft, hohe und niedrige Temperaturen sind scheinbar regellos gemischt; die östliche Hälfte aber gleicht, zumal in ihrem mittleren Teile, einer ruhigen Ebene, in der thermische Gegensätze auf kleinem Raum und innerhalb kurzer Zeitintervalle sich nicht finden. So ist es auch tatsächlich, und wie eine Mauer erhebt sich unter dem 40. Längengrad die Trennungslinie beider Klimaregionen. Die neufundländischen Gewässer sind reich an klimatischen Gegensätzen; der größte Teil steht unter der Herrschaft der kalten Labradorströmung und des aus dem St.-Lorenz-Golf kommenden ebenfalls kalten Küstenwassers — Verhältnisse, die in ihrem geographischen Zusammenhang schon S. 173—175 dargestellt wurden. An der Südgrenze bricht der warme blaue Golfstrom zeitweise in die Neufundland-Region ein; er verursacht auf dem transatlantischen Dampferwege die hohen Temperaturen zwischen 65° und 60° W-Lg., die um so auffälliger bemerkt werden, als östlich davon, von 50° bis 45° W-Lg., der Verkehr das eiskalte grüne Polarwasser quer durchschneidet. Im Sommer und im Winter ist über diesem Wasser im allgemeinen die Luft zu kalt, so daß die Neufundland-Region zu einem Gebiet negativer Temperaturanomalie wird (Tafel XX). Auch ist in ihr fast überall das Wasser im Jahresdurchschnitt kühler als die Luft (Fig. 63). Zeitweise treten die außerordentlichsten Unterschiede zwischen der Luft- und der Wassertemperatur auf; im Frühsommer, wenn der Polarstrom vielleicht noch Eis führt, aber südliche Winde vom Golfstrom Hitze heranbringen, kann das Wasser stellenweise um 10° bis 15° kälter sein als die Luft, und umgekehrt können im Winter mit den aus dem kalten Innern Nordamerikas zum Ozean herausjagenden Schneestürmen, den berüchtigten *blizzards*, recht niedrige Kältegrade der Luft auftreten über 10° bis 15° warmem Golfstromwasser. So fuhr am 26. Juni 1873 der Dampfer „Baltimore“ um Mitternacht auf 43° N-Br. und 51° W-Lg. nahe der Südkante der Neufundland-Bank bei mäßigem Winde aus SSO und bei der drückenden Hitze von 25.6° durch Wasser von 8.8°; es bestand

also eine Temperaturdifferenz von nahezu 17° zu ungunsten des Wassers! Und anderseits beobachtete der Dampfer „Nürnberg" am 22. Januar 1885 bei schwerem Sturm aus NNW in etwa 39° N-Br. und 70° W-Lg., also nicht weit ab von der Festlandsküste, —2° bis —3° Lufttemperatur, während das Wasser gleichzeitig 11° aufwies: in diesem Falle bestand der Temperaturunterschied von 13° zu ungunsten der Luft.

Erheblich werden die im regelmäßigen Laufe der Jahreszeiten eintretenden Schwankungen der Lufttemperatur; sie belaufen sich auf 10° bis 20° und nehmen mit Annäherung an die amerikanische Küste zu. An der Ostgrenze der Region, unter 40° W-Lg. in 48° N-Br., da, wo der transatlantische Dampferweg liegt, steht einer Februartemperatur von rund 7° eine Augusttemperatur von 16° gegenüber; in St. Johns auf Neufundland ist die Augusttemperatur die gleiche, im Februar aber das Mittel —4°, die Jahresamplitude also rund 20°. Auf der etwa 360 km vor New York an der Massachusetts-Küste gelegenen und der Schiffahrt durch ihre Sände und Bänke gefährlichen Insel Nantucket (41° N-Br.) hat man folgende Lufttemperaturen zu erwarten:

Februar	Mai	August	Novbr.	Jahr
—0.6	11.7	20.0	7.2	9.4

Hier ist die Februartemperatur, relativ und absolut genommen, ungemein niedrig; denn die Insel liegt auf gleicher Breite mit Neapel, und die am östlichen Ende der transatlantischen Route nahezu neun Breitengrade nördlicher gelegenen Scilly-Inseln besitzen eine Februartemperatur von 8°. Gerade im Winter tritt die klimatische Benachteiligung der die Nordstaaten der Union und Neu-Braunschweig bespülenden Gewässer deutlich in die Erscheinung; wir könnten dann mit ziemlicher Berechtigung die Neufundland-Region bis nahe zum Kap Hatteras auf 36° N-Br. ausdehnen, da dann bis zu dieser berüchtigten Wetterecke kalte Luft und kaltes Wasser sich zu erstrecken pflegen.

Sprichwörtlich sind die Nebel der Neufundland-Bank[22]; ihre größte Häufigkeit erreichen sie im Frühsommer, wenn warme südliche Winde über das kalte Wasser am Ostrand der Bank hinwegstreichen und dadurch der in der warmen Luft enthaltene Wasserdampf in der Form von kleinen Tröpfchen zur Kondensation gebracht wird. Während der Monate Mai bis Juli muß der Seemann zwischen Kap Race und Nantucket darauf rechnen, in 20, 30, ja 40 % aller Beobachtungsstunden Nebel zu haben (Fig. 69, S. 211); nur in den Wintermonaten ist die Schiffahrt ziemlich frei von dieser schlimmsten aller Plagen. Im vorliegenden Falle verbündet sich die große Nebelhäufigkeit des Frühjahrs und Sommers mit der um dieselbe Zeit fast alljährlich hier einsetzenden Trift von Feldeis und Eisbergen zu einer derartigen Beeinträchtigung und Gefahr des Hochseeverkehrs, daß die Schiffahrt aller Nationen in internationalem Abkommen weitgehende Vorkehrungen gegen Kollision mit Eis und Schiffen getroffen hat und zeitweise die Gewässer der Neufundland-Bank und ihrer Nachbarschaft gänzlich meidet (§ 70, Dampferwege).

§ 60. **Die Westeuropäische Region** (bis zum Nordkap).

Wie seltsam und immer von neuem wunderbar ist es doch, daß da drüben an der amerikanischen Seite des Ozeans das Eis nahezu regelmäßig bis in Breiten herabgelangt, die der von Neapel entsprechen, während hier bei uns, auf der europäischen

Seite, der Atlantische Ozean niemals, auch nicht an seinen Küsten, Eis führt und selbst die nur mit losem Schnee bedeckten Zinnen der Lofoteninseln aus einem noch im Winter 3° warmen Meere in die Polarnacht sich emporrecken. Welch riesiger klimatischer Gegensatz zwischen West und Ost! Sommer und Winter bleibt die Schiffahrt an der nordnorwegischen Küste ungehindert; auch im Winter suchen und finden die schwarzen Leiber der großen Erzdampfer, von spärlichen Leuchtfeuern geleitet, ihren Weg durch die Fjorde nach Narvik, wo sie das aus dem eisigen Lappland von der Ofotenbahn herabgebrachte Gestein übernehmen und nach Süden verfrachten. In den dunkeln Winternächten auch gewinnen hier oben von Svolvär aus Tausende sturmgewohnter Dorschfischer dem Meere seine Schätze ab — kurz, bis nördlich des Polarkreises pulsiert hier ein vielgestaltiges Leben ununterbrochen, Monat für Monat, dank der steten Eisfreiheit des Ozeans. An der Ostküste Grönlands aber hat die Welt auf gleichen Breiten den in der Umklammerung des Packeises erfolgten Untergang der „Hansa“ 1870 erlebt, ist im amerikanischen Inselarchipel Franklins Expedition einem elenden Ende verfallen; selbst die Sommermonate gewähren dort, nördlich von 60° N-Br., keine sichere Aussicht auf Schiffsverkehr. Die Sache liegt doch einfach — hören wir sagen —: der „Golfstrom“ ist die Ursache für die beispiellose klimatische Begünstigung West- und Nordwesteuropas. Aber kann denn wirklich eine Meeresströmung ihren Einfluß auch in einen Kontinent hinein erstrecken, wie es die milden Winter besonders Westeuropas voraussetzen? An der Ostküste der amerikanischen Südstaaten fließt der dort noch hochtemperierte Golfstrom nahe entlang und vermag in keiner Weise die rauhe Winterwitterung dieser Gegenden zu verbessern. Und weiter: warum erreicht gerade der Golfstrom solch ungemein hohe nördliche Breiten? Stellen wir zunächst einige Temperaturen nach Landstationen fest; die Wärmeverhältnisse auf dem großen transatlantischen Schiffswege von 40° W-Lg. bis zum Englischen Kanal sind in der Isoplethenfigur 77 auf S. 243 schon enthalten.

Lufttemperaturen °C.	Valentia SW-Irland 52° N.	Hamburg 53° N.	Thorshavn Får Öer 62° N.	Bergen 61° N.	Christiania 60° N.	Fruholmen Hammerfes 71° N.
Februar	7.2	0.8	3.1	0.9	—4.5	—3.4
Mai	11.1	11.6	7.1	9.4	10.5	2.8
August	15.2	16.6	10.7	14.2	15.9	9.9
November	8.7	3.6	4.9	3.6	0.1	—0.7
Jahr	10.5	8.3	6.5	7.0	5.5	2.0
Jahresschwankung	8.1	16.9	7.7	13.5	21.5	13.3

„Der Einfluß des Atlantischen Ozeans äußert sich hiernach vorzugsweise in der Abschwächung der Temperaturschwankungen, in der großen Milderung der Winterkälte bei gleichzeitiger, aber viel geringerer Erniedrigung der Sommerwärme“ (Hann)[23]. Das frei zum Ozean gelegene Valentia ist im Februar viel wärmer als Hamburg, im Sommer ein wenig kühler. Die Får Oer sind im Winter wärmer als Bergen und Christiania, obwohl sie am nördlichsten von den drei Orten liegen, im Sommer erheblich kühler, und die Jahresschwankung beträgt nur rund 7.5°; hier erreicht der ausgleichende Einfluß des

Atlantischen Ozeans seinen Höhepunkt. Nahe beim Nordkap noch ist die Wintertemperatur etwas höher als in dem dem Ozean entrückten Christiania, obwohl letzteres elf Breitengrade südlicher als Fruholmen liegt! — Die Temperaturen des Wassers der Meeresoberfläche (Tafel X und XI) reden die gleiche Sprache. In zungenförmigen Ausbuchtungen drängen die Isothermen zu allen Jahreszeiten nordwärts, strömt das Wasser polwärts; die Jahresamplituden sind noch geringer als bei den Lufttemperaturen. Wir können ansetzen:

Wassertemperaturen °C	bei Westirland	bei den Får Öer	bei den Lofoten
Februar	8.3	6.0	2.5
Mai	12.0	8.2	5.0
August	15.0	11.5	9.5
November	9.5	7.5	4.5
Jahr	11.2	8.4	5.0
Jahresschwankung	6.7	5.5	7.0

Wenn wir unsre Tafeln XIV und XX betrachten, so finden wir im Bereiche fast der ganzen Westeuropäischen Klimaregion eine positive Wärmeanomalie des Wassers um 4 bis 5°, der Luft um 6 bis 15° schon im Jahresdurchschnitt. Über den Meeresgebieten westlich von den Lofoten ist aber die Luft im Winter sogar um 25° wärmer als für die geographische Breite normal sein würde! Es liegt somit, alles zusammengefaßt, eine hauptsächlich im Winter wirksame Warmwasserheizung vor; dabei braucht uns an dieser Stelle die Frage nicht zu beschäftigen, ob der „Golfstrom" von den Tropen her in geschlossener Bahn wie ein Fluß im Meere hier nordwärts zieht oder ob es sich um eine ganz allgemeine nordöstliche Triftrichtung der gesamten ostatlantischen Wassermassen handelt. Genug, das warme Wasser und mit ihm die warme Luft darüber ist vorhanden. Die warme Luft wird aber ständig von neuem durch die Seite 240 geschilderten, mit Feuchtigkeit beladenen südlichen und südwestlichen Winde zugeführt; und es scheint ein innerer Zusammenhang zwischen der Warmwasserheizung und der Dampfheizung im westeuropäischen Meeresgebiet zu bestehen. Je wärmer im Winter nämlich das Ozeanwasser ist, desto tiefer pflegt die barometrische Rinne oder Luftdruckfurche über dem Ozean von Island nach Norwegen hin sich auszubilden, desto heftiger und beständiger wehen die SW-Winde, desto milder wird der betreffende Winter; desto energischer wird aber auch durch eben diese Winde warmes Oberflächenwasser immer von neuem aus Süden nach Norden getrieben und somit die Neigung zur Erhaltung einer hohen Wassertemperatur beständig gefördert. Wo in diesem Spiel oder Kreislauf sich selbst induzierender Naturkräfte im Einzelfalle der Ausgangspunkt liegt, ob im Ozean, ob in der Atmosphäre, vermögen wir bis heute kaum zu sagen; aber eine wichtige und sichere Schlußfolgerung muß als ein Kernpunkt herausgestellt werden: die atlantische Warmwassertrift würde uns gar nichts nützen, wenn nicht zugleich durch die in unsern Breiten vorherrschenden SW-Winde die warmen ozeanischen Luftmassen weit nach Westeuropa hineingetragen würden. Norwegens Westküste würde, wenn sie vorwiegend östliche Winde hätte, an

dem strengen schwedisch-russischen Winter teilhaben, und möchten seine Fjorde noch so sehr von warmem Wasser erfüllt sein. Christiania hat einen echten Winter mit Eis und Schnee, da es am Klima Schwedens teilnimmt; in Bergen dagegen beobachten wir trotz seiner etwas nördlicheren Lage im Winter meist regnerische trübe milde windige Witterung, weil die Westwinde unmittelbar die Golfstromluft heranbringen.

Und endlich die Frage: Warum erreicht gerade in Nordwesteuropa die klimatische Begünstigung einen solch hohen Betrag, warum erstreckt sie gerade hier sich so ungemein weit nach Norden? Diese wichtige Frage der westeuropäischen Klimalehre ist letzten Endes eine geographische*. Ein Blick nach dem östlichen Teile des Stillen Ozeans zeigt, daß an der Alaskaküste kaum annähernd die gleichen thermischen Verhältnisse auftreten, obwohl die geographische Lage dieser Küste der der westeuropäischen Küste entspricht. Deshalb liegt der Gedanke nahe, daß hauptsächlich infolge der breiten Zugangsöffnung, die auf dem 60. Parallel zwischen Südgrönland und Südnorwegen zum Europäischen Nordmeer sich darbietet, die nordöstlichen Teile des Nordatlantischen Ozeans der außerordentlichen Wärmebegünstigung teilhaftig werden, die wir kennen gelernt haben. Wenn eine feste Landverbindung — die ja allem Anschein nach in der Tertiärzeit bestanden hat — von Ostgrönland über Island und die Fär Öer nach Schottland vorhanden wäre, so würden die meteorologischen und ozeanographischen Verhältnisse dieser Meeresgebiete von Grund auf geändert erscheinen; das Europäische Nordmeer würde als eine Abzweigung des nordpolaren Beckens überall, auch an der Oberfläche, erkalten und bis in die deutsche Nordsee hinein seine abkühlende Wirkung ausüben, die Luftdruck- und Windänderungen würden in einer nach Süden vorgeschobenen Ausdehnung der nördlichen Luftströmungen zum Ausdruck kommen; kurzum, es würde eine weitgehende Verschlechterung des nordwesteuropäischen Klimas die unausbleibliche Folge sein. Die warme atlantische Trift und die feuchtwarmen westlichen Winde würden, ähnlich wie an der Landbarriere von Alaska, an einem weiteren Vordringen nach Norden gehindert und nach Süden oder Westen abgewiesen werden.

In letzter Linie verdanken wir somit der geographischen Tatsache, daß eine breite Meeresgasse zwischen Island und Norwegen sich öffnet, die thermische Begünstigung der hochnordischen Meere Europas; der warmen Wassertrift und den Südwestwinden ist jahraus jahrein freie Bahn nach Norden hin gewährt, und es kann der geschilderte Kreislauf atmosphärischer und ozeanischer Bewegungen ununterbrochen genährt werden. Daß aber die positive Temperaturanomalie in relativem und absolutem Maße solch hohe Beträge erreicht, dürfte vorzugsweise der großen Beständigkeit und sehr erheblichen mittleren Stärke der südwestlichen Winde zuzuschreiben sein; an der amerikanischen Seite des Atlantischen Ozeans findet im Laufe des Jahres eine beträchtliche Richtungsänderung vom winterlichen NW zum sommerlichen SW und S, ja SO statt, auf der europäischen Seite bleibt die vorherrschende Windrichtung stets aus dem südwestlichen Quadranten, und die Fälle, in denen die von Südwest nach Nordost fortschreitenden atlantischen Wirbel Sturmesstärke

* Es ist nützlich, bei diesen Erwägungen sich auf der flächentreuen Karte Tafel XX klar zu machen, daß das Gebiet mit bedeutender, 5° überschreitender positiver Temperaturanomalie über dem Meere zehnmal so groß ist als das größte Gebiet mit 5° überschreitender negativer Abweichung (in der südwestafrikanischen Region). Es umfaßt nämlich 8360000 qkm innerhalb der westeuropäischen und der Nordmeerregion, und es handelt sich also um eine durch hohe Temperatur begünstigte Fläche von der sechzehnfachen Ausdehnung des Deutschen Reiches.

erreichen, sind hauptsächlich östlich von 40° W-Lg., mitten auf dem Ozean innerhalb der Westeuropäischen Region, besonders häufig. Auf dem vereinbarten transatlantischen Dampferweg zwischen Europa und New York haben für den Monat Januar von allen zwischen 30° und 40° W-Lg. angestellten Windbeobachtungen rund 35 % eine Stärke von mehr als 8 nach der Beaufort-Skala ergeben. Dies bedeutet eine ganz gewaltige Heftigkeit der Luftströmungen und zugleich, da die Luftdruckminima zuweilen mit 20 m per Sek. Geschwindigkeit sich fortpflanzen, eine gewaltige Versetzung der begleitenden Luftmassen von Ort zu Ort. Wenn im Winter in Deutschland unter dem Einfluß eines aus Rußland herüberreichenden Luftdruckmaximums klares ruhiges Frostwetter herrscht und Berg und Tal von glitzernder Schneedecke eingehüllt ist, dann haben sehr häufig zur gleichen Zeit die den Nordatlantischen Ozean in denselben, den fünfziger Breiten befahrenden Schiffe mit Weststürmen, mit Regen und Hagelböen, mit bergehoher See zu kämpfen. Schwer stampfend wühlt sich der maschinenkräftige Schnelldampfer seine Bahn in der wild durcheinanderlaufenden See; heftig rollt das beigedreht liegende Segelschiff herüber und hinüber, als ob es die hohen Masten, die gespenstisch und kahl in den regenschwangeren düsteren Himmel aufragen, herauswerfen wolle, und schweigend steht der Steuermann, bald nach dem Segel, bald nach dem Kompaß sehend, ob der rasende Westwind seine Richtung nicht ändert.

Überhaupt darf die Westeuropäische und die im Westen anschließende Neufundland-Region des Nordatlantischen Ozeans zu den stürmischsten Meeresgebieten der Welt gerechnet werden, zumal in den Wintermonaten*.

§ 61. In der Baffin-Bai-Region

reicht das polare Klima des Atlantischen Ozeans am weitesten nach Süden, bis nach 55° N-Br., also nach Breiten, die denen unsrer mittleren Nordsee entsprechen. Die Grenze zieht sich von Kap Farvel nach Labrador hinüber, die Gewässer vor der Belle-Isle-Straße verbleiben noch der gemäßigten Zone. Klimatisch stellt die Baffin-Bai-Region ein kleines, durch Charakterzüge eines mehr kontinentalen Klimas modifiziertes Abbild der größeren und wichtigeren Nordmeer-Region (§ 62) dar, und zwar hauptsächlich deshalb, weil die östliche Hälfte, also die die Westküste Grönlands bespülenden Gewässer thermisch begünstigt sind gegenüber der westlichen Hälfte oder der amerikanischen Seite. Der entsprechende Unterschied zwischen Ost und West im Europäischen Nordmeer hat, wie wir noch sehen werden, die bedeutsamsten Folgen;

Lufttemperatur °C	Grönländische Seite		Labrador	Baffin-Land
	Ivigtut 61° 12′ N-Br.	Upernivik 72° 47′ N-Br.	Hoffental 55° 27′ N-Br.	Kingua-Fjord 66° 30′ N-Br.
Februar	−7.5	−22.8	−18.6	−31.6
Mai	4.4	−4.2	0.3	−2.0
August	8.3	4.9	10.1	5.8
November	−3.3	−9.9	−5.6	−15.9
Jahresmittel	0.5	−8.7	−3.8	−10.7
Jahresschwankung	17.3	27.8	30.1	37.4

* Vgl. auch oben S. 208.

ähnlich auch hier in der Baffin-Bai. Tafel XX lehrt, daß die Westküste Grönlands um 2 bis 4° zu warm, die Küste von Labrador und von Baffin-Land um 2 bis 6° zu kalt ist. Ivigtut, nahe der Südspitze Grönlands auf 61° 12′ N-Br., ist erheblich wärmer als das auf 55° 27′ N-Br. belegene Hoffental der Labradorküste, und ebenso erscheint Upernivik unter 72° 47′ N-Br. nicht nur nicht kälter, sondern meist sogar wärmer als der unter dem Polarkreis liegende Kingua-Fjord im Cumberland-Sund des Baffin-Landes.

In diesem während eines großen Teiles des Jahres eiserfüllten Meere schwanken die Wassertemperaturen nur um wenige Grad. Die Unterschiede der Lufttemperatur zwischen Winter und Sommer sind aber durchweg außerordentlich groß; sie steigen von etwa 15° bei Kap Farvel bis auf etwa 25° in der Davis-Straße und bis 40° in den nördlichsten Teilen der Baffin-Bai (Tafel XIX). Darin liegt eben der kontinentale Charakter des Klimas dieses Meeresgebietes; er wird verständlich, wenn wir uns seine Landumschlossenheit und Kleinheit vergegenwärtigen und bedenken, daß die Davis-Straße nur eine Breite von rund 300 km hat. Anderseits wird der Gegensatz zwischen der West- und Ostseite gerade dadurch um so auffälliger und bedeutsamer. Die Schiffahrt — die übrigens nach den dänischen Kolonien an der Westküste Grönlands nicht frei, sondern ein Privileg der Königl. Grönländischen Handelsgesellschaft in Kopenhagen ist — bevorzugt bei dieser Sachlage zum Vordringen nach Norden immer die grönländische Seite, wo das Eis eher zum Weichen kommt als auf der amerikanischen. Die Südspitze Grönlands nimmt noch an der großen Niederschlagshäufigkeit und Niederschlagsmenge des offenen Atlantischen Ozeans mit einem Jahresbetrage von über 1000 mm teil, während von Jacobshavn ab echt polare Niederschlagsarmut (unter 250 mm) eintritt und zugleich, hauptsächlich während des Winters, die Bewölkung erheblich abnimmt. — Aus eigner Erfahrung sind wir mit dem Klima unsrer heimischen, zwischen 55° und 60° N-Br. gelegenen Gewässer der Nord- und Ostsee vertraut; hiermit vergleichen wir folgende packende Schilderung der auf gleicher Breite gelegenen Labrador-Gewässer nach Missionar Jannasch:

> „. . . Das Klima ist sehr rauh. Der Winter beginnt Anfang Oktober, und erst Ende Mai gibt es wieder einzelne frostfreie Nächte. Ende Juni oder Anfang Juli wird die Küste vom Eise frei. Der Sommer ist die unangenehmste Zeit, die W- und SW-Winde steigern die Temperatur zuweilen bis über 25°; bringt dann bei Eintritt der Flut der Ostwind die kalte Luft vom Polarstrom an die Küste, so sinkt die Temperatur in wenigen Stunden auf 7 bis 6°, ja selbst 1°, wenn Treibeis an der Küste liegt. Anfang Oktober bricht der Winter mit voller Macht herein; der November bringt schon 25° bis 30° Kälte, und das Meer bedeckt sich meilenweit hinaus mit 2 bis 3 m dickem Eise."

§ 62. Die Nordmeer-Region.

Hunderte, ja Tausende schon von Erholungs- und Vergnügungsreisenden haben während des Sommers seit den letzten 12 bis 15 Jahren Spitzbergen, neuerdings auch Island besucht, und gar mancher unter ihnen, dem zum erstenmal die herbe Schönheit hochnordischer Land- und Wasserfahrten aufgegangen ist, wird die Frage nach den klimatischen Verhältnissen dieser Regionen gestellt haben. Für die Gewässer von Island über Jan Mayen bis Spitzbergen, also von 65° bis 80° N-Br., ist zunächst die meteorologische Tatsache wesentlich und gemeinsam, daß im allgemeinen die Furche relativ niedrigsten Luftdruckes von Kap Farvel aus südlich von Island entlang nach der norwegischen Küste sich erstreckt und daher Island, Jan Mayen und die Ostküste

Grönlands, zum Teil auch Spitzbergen fast durchweg auf der polaren Seite des nordatlantischen zyklonalen Windsystems liegt, d. h. es überwiegen in dem gesamten Gebiete nordwestliche und nördliche, in Island nordöstliche und östliche Winde (vgl. die Tafeln XXI und XXII). Warme südliche und südwestliche Winde, die für die norwegische Westküste und auch für die Fär Öer, überhaupt für die Westeuropäische Region charakteristisch waren, treten nun in den Hintergrund. Der Verlauf der 10°-Isotherme des wärmsten Monats entspricht dabei in glücklicher Weise dem Verlauf der angedeuteten Wind-Scheidelinie, und die Zurechnung des nördlich von ihr gelegenen Teiles des Nordmeeres zur atlantischen Polarzone, des südlich davon gelegenen Teiles zur gemäßigten Zone erhält damit eine weitere Stütze.

Man kann darüber streiten, ob die isländischen Gewässer bereits der Polarzone im strengen Sinne zugerechnet werden dürfen; besonders die Süd- und die Westküste werden von Ausläufern der warmen atlantischen (Golfstrom-) Trift bespült und sind so gut wie stets eisfrei, auch haben die auftretenden östlichen Winde, weil sie von diesem warmen Meere herkommen, meist nicht den Charakter polarer Winde, und der Winter ist daher im Gegensatz zu Jan Mayen, Grönland und Spitzbergen recht mild. Im ganzen genommen wird Island aber doch, zumal die Nordküste, mit Recht zur Polarzone hinzugerechnet werden. Ein gemeinsames Kennzeichen für das Meeresgebiet von Island bis Spitzbergen sehen wir in der positiven thermischen Anomalie; die Lufttemperatur läßt einen Wärmeüberschuß erkennen von 4 bis 5° im Jahresdurchschnitt an der Ostküste Grönlands, von 10° an der Südspitze Spitzbergens, von 9° auf Island (Tafel XX), und im Winter steigert sich diese Anomalie auf 15 bis fast 20° für die der Südgrenze unsrer Region naheliegenden Meeresflächen. Trotz der hohen, zum Teil sehr hohen Breiten dürfen wir daher im eigentlichen ozeanischen Gebiet nicht gar zu tiefe Thermometerstände selbst im Winter erwarten, jedenfalls keine Temperaturgrade, die irgendwie den riesigen Kältegraden des Innern von Sibirien oder von Nordamerika auf gleicher Breite gleichkämen. Hier sind einige Zahlen:

Lufttemperatur °C.	Stykkisholm Westisland 65° N-Br.	Grimsey Nordisland 66° N-Br.	Sabine-Insel Ostküste Grönl. 74° N-Br.	Bären-Insel 74° N-Br.	Eisfjord Spitzbergen 78° N-Br.
Februar	−2.7	−3.0	−23.8	−8.6	−18.5
Mai	4.3	1.7	−5.4	−4.4	−5.1
August	9.2	6.8	0.7	3.2	4.6
November	0.5	0.0	−18.3	−5.4	−8.0
Jahr	2.8	1.5	−11.7	−4.9	−7.0
Jahresschwankung.	12.4	10.6	27.9	19.8	23.1

Für das recht in der Mitte unsrer atlantischen Nordmeer-Region gelegene Jan Mayen möge die volle Jahresreihe der Luft- und der Wassertemperatur und einiger andrer Klimafaktoren Platz finden. (Siehe die Tabelle auf der folgenden Seite.)

Das Klima von Jan Mayen hat hiernach einen echt ozeanischen, dabei unangenehm feucht-kalten Charakter. Während eines großen Teiles des Jahres ist die Luft mit Wasserdampf fast vollkommen gesättigt und absolut und relativ sehr feucht, ein Umstand, der durch die Lage der Insel bald außerhalb, bald innerhalb der Eisgrenze mit bedingt wird. In dem Innern größerer polarer Landmassen ist die Luft meist sehr

Jan Mayen, 1 Jahr 1882/83[24].

Monat	Temperatur		Relative Feuchtigkeit %	Bewölkung
	Wasser-	Luft-		
Dezember	−1.3	−9.6	91	7.4
Januar	−1.7	−7.3	92	8.7
Februar	−1.6	−4.4	89	8.8
März	−1.7	−10.3	83	6.7
April	−1.5	−2.7	86	9.0
Mai	−1.2	−4.0	87	9.3
Juni	+0.3	+1.8	92	9.3
Juli	2.7	3.5	91	9.4
August	2.8	3.1	93	9.1
September	1.4	1.9	90	8.6
Oktober	1.2	2.1	92	9.2
November	0.4	−1.9	85	8.6
Jahr	0.0	−2.3	89	8.7

trocken, besonders während des Winters, und daher erheblich angenehmer; dies gilt schon von der Ostküste Grönlands. Auch die Bären-Insel hat ein ebenso unerfreuliches Klima wie Jan Mayen. Die nahe und weitere Meeresumgebung beider Inseln zeichnet sich zudem durch häufige Nebel und ganz ungemein starke Bewölkung aus, und wir werden nicht fehlgehen, wenn wir das Auftreten ausgesprochen kalter, polarer Meeresströmungen in ihrer Nähe und das jeweilige Vorhandensein von Eismassen vorzugsweise zur Erklärung der Häufigkeit der Nebel heranziehen. In dem Jahre, das die österreichische Polarexpedition von Juli 1882 bis Juli 1883 auf Jan Mayen verbrachte, kamen nicht weniger als 226 Nebeltage zur Beobachtung, und besonders der Sommer war damit geplagt, da jeder Sommermonat durchschnittlich 27 Nebeltage aufwies! Die Jahressumme des Niederschlags betrug aber nur 486 mm.

Während 8 Monate steht in Stykkisholm an der Westküste Islands das Thermometer durchschnittlich über dem Gefrierpunkt, während 7 Monate in Grimsey an der Nordküste; auf Jan Mayen ist dies nur für 5 Monate, auf der Bären-Insel für 4, auf Spitzbergen und an der Ostküste Grönlands unter rund 75° N-Br. gar nur in den 3 Monaten Juni, Juli und August der Fall. Die Bären-Insel liegt auf derselben geographischen Breite wie die Sabine-Insel und hat gleichwohl eine um fast 7° höhere Durchschnittstemperatur aufzuweisen vermöge ihrer rein ozeanischen Lage nahe den letzten Ausläufern der nordatlantischen Trift. Überhaupt erscheint die ganze Osthälfte der atlantischen Nordmeer-Region vor der Westhälfte erheblich begünstigt; das lehrt schon der Verlauf der Isothermen sowohl für die Luft als auch für das Oberflächenwasser.

Noch einen Schritt nordwärts weiter, und wir befinden uns in dem vom nordamerikanischen Archipel und von der Nordküste Sibiriens umrandeten

Nordpolarbecken.

Klimatisch steht es unter dem Einfluß der Hochdruckgebiete Asiens und Nordamerikas und der Tiefdruckgebiete der atlantischen und pazifischen Zyklone. Bald bestimmt die eine oder die andre der vier verschiedenen Luftdruckzonen die Witterung über diesem

äußersten, eiserstarrten Teil des Nordatlantischen Ozeans; finden wir schon bei Spitzbergen eine große Unbeständigkeit der Witterung, zumal der Winde, so fehlen um den Nordpol herum offenbar irgendwelche regelmäßigen Luftströmungen und regelmäßig ausgebildeten Luftdruckunterschiede vollkommen, ganz besonders im Sommer; und in dieser bereits ziemlich sicher auszusprechenden Tatsache liegt eins der wesentlichsten Momente zur Beurteilung und Verurteilung der wiederholten Versuche, im Ballon den Nordpol zu überfliegen. Am ehesten noch läßt sich im Winter eine leidlich klar ausgeprägte und wiederkehrende zonale Druckverteilung erwarten; dann ist von Sibirien zwischen Nordpol und Beringstraße zum nordamerikanischen Archipel eine Brücke relativ hohen Druckes mit über 762.5 mm Barometerstand geschlagen und damit die arktische Windscheide Supans[25] geschaffen, welche die zum atlantischen Meere gerichteten Luftströmungen von den zum pazifischen Meere abfließenden Winden trennt (Fig. 78).



Arktische Windscheide.

Fig. 78.

Verteilung des Luftdruckes über dem Nordpolarbecken im Februar. (Nach Mohn.)

Nach den Beobachtungen der Nansenschen Expedition auf der „Fram" und allem sonstigen Material hat Mohn[26] folgende wahrscheinlichen Temperaturen °C für den Nordpol berechnet:

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr	Schwankung
− 38	− 41	− 41	− 35	− 28	− 13	− 2	− 1	− 3	− 13	− 24	− 33	− 22.7	40°

In dieser Reihe ist der auffallende Charakterzug nicht die winterliche Kälte — in Sibirien kommen niedrigere Monatsmittel vor —, sondern die nicht einmal bis zum Gefrierpunkt sich erhebende, ungemein geringe Sommerwärme; diese niedrige Sommertemperatur verbindet sich mit starker Wolkendecke (Durchschnitt der sommerlichen Bewölkung 8.7), gelegentlich fällt gleichzeitig Schnee und Regen. Ganz anders der, von der Dunkelheit abgesehen, prächtige nordpolare Winter: ein heiterer Himmel und eine außerordentlich trockene Luft bedingen Schneearmut, nur ganz feine und kaum sichtbare Eisnadeln fallen wie Diamantstaub aus der sternklaren Atmosphäre.

Literaturnachweis zum Klima des Atlantischen Ozeans.

Hauptquelle für das Klima der atlantischen Küstenländer und Inseln ist J. HANN, Klimatologie, 3 Bde., 3. Aufl., Stuttgart 1910/11; auch desselben Verfassers Lehrbuch der Meteorologie, 1. Aufl., Leipzig 1901, 2. Aufl. 1906, bietet vieles Wichtige. Ferner HANN, Atlas der Meteorologie, Gotha 1887; BARTHOLOMEW, HERBERTSON, BUCHAN, Atlas of Meteorology, Edinburgh 1899. Deutsche Seewarte, Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean, 3. Aufl., Hamburg 1910; Atlas dazu 2. Aufl., ebenda 1902. Diese beiden Werke der Seewarte geben besonders über Winde und Stürme erschöpfende Auskunft.

[1] BATCHELDER, Isanomalous temperature charts, in The Amer. Meteorol. Journal, Bd. X, S. 451, Boston 1893/94. — [2] MOHN, Meteorology in The Norweg. North Polar Expedition (F. NANSEN), vol. VI, Kristiania 1905. — [3] Vgl. HANN a. a. O., III. Bd., S. 694. — [4] KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, I. Bd., 2. Aufl., S. 401, Stuttgart 1907. — [5] Die Karte der mittleren Bewölkung des Atlantischen Ozeans ist, obwohl auf der Weltkarte TEISSERENC DE BORTS die Ozeane auch berücksichtigt sind, doch auf Grund von mehreren Spezialarbeiten deutschen, holländischen und britischen Ursprungs ganz neu entworfen und weicht in wichtigen Teilen sehr ab von der älteren französischen in Annales du Bureau météorol. de France, vol. IV, 1884. — [6] Hierzu vgl. SUPAN, Die Verteilung des Niederschlags auf der festen Erdoberfläche in Peterm. Geogr. Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 124, Gotha 1898; ein Quellenwerk ersten Ranges. Wichtige Verbesserungen dazu für Afrika bei FRAUNBERGER in Peterm. Geogr. Mitteil., 1906, Taf. 7, für Südamerika bei Voss ebenda, Ergänzungsheft Nr. 157, Gotha 1907. Endlich SUPAN, Die jährl. Niederschlagsmengen auf den Meeren, ebenda, Heft VIII, 1898. Unsre Karte auf Taf. XXIV schließt sich an SUPAN an, ist aber ähnlich wie Taf. XXIII neu durchgearbeitet. — [7a] H. FISCHER in Mitteil. des Vereins f. Erdkunde, Leipzig 1887. — [7b] R. LÜTGENS in Annal. d. Hydrogr., S. 425, 1911. — [8] MOSSMANN in Report on the scientific results of the voyage of the "Scotia", vol. II, part. I, Meteorology. Derselbe, The Meteorology of the Weddell quadrant and adjacent seas, in Proc. R. Soc. Edinburgh 1909. WOEIKOFF, Antarctica, in Meteorol. Zeitschrift, S. 145 ff., 1911. — [9] BODMAN, Meteorol. Ergebnisse der schwedischen Südpolarexpedition in Peterm. Geograph. Mitteil., S. 117, 1904. — [10] SUPAN, Das antarktische Klima, in Peterm. Geograph. Mitteil., S. 128, 1901; SCHOTT in Wissensch. Ergebn. der „Valdivia"-Expedition, Bd. I, Jena 1902, S. 133 ff., und derselbe in Annal. d. Hydrogr., S. 602, 1906. — [11] Hydrographic Office: Wind charts for the South Atlantic Ocean, London 1904 (Atlas). — [12] KRÜMMEL, Meeresströmungen und Temperaturen in der Falklandsee, „Aus dem Archiv der Seewarte", Bd. V, Heft 2, Hamburg 1882; auch Handbuch der Ozeanographie, 2. Aufl., Bd. II, S. 604. — [13] Hydrographic Office: Wind charts for the coastal regions of South America, London 1902 (Atlas). — [14] Eine ausgezeichnete Monographie über das Klima von Swakopmund gibt GÜLLAND in Mitteil. aus den Deutschen Schutzgebieten, XX. Bd., S. 131 ff., Berlin 1907. — [15] Über die westindischen Orkane vgl. Segelhandbuch der Seewarte für den Atlantischen Ozean, 3. Aufl., S. 177 ff., Hamburg 1910. — [16] Über Staubfälle dasselbe Werk der Seewarte, S. 128 ff. — [17] Quellenmaterial bei HANN (s. oben) und SUPAN (oben Nr. [6]); ferner in Observations océanogr. et météorol. dans la région du courant de Guinée, hrg. vom Niederl. Meteorol. Institut, Utrecht 1904. — [18] Über die Bermudas vgl. KRÜMMEL in Reisebeschreibung der Plankton-Expedition, Bd. I. A., S. 80 ff., Kiel und Leipzig 1892. — [19] HENRY, Climatology of the U. S. of America, Washington 1906. — [20] Über das Mittelmeerklima vgl. J. HANN, Klimatologie, III. Bd., 3. Aufl., S. 10 ff., wo auch die Arbeiten von TH. FISCHER, A. PHILIPPSON u. a. genannt sind. — [21] Näheres über die Isoplethendarstellung s. bei J. HANN, Lehrbuch der Meteorologie, 2. Aufl., S. 75, Leipzig 1906, und bei ERCK in D. Meteorol. Zeitschrift, S. 281, 1885. — [22] Über die Neufundland-Nebel vgl. Annal. d. Hydrogr., S. 390, 1897, mit 12 Tafeln. — [23] Zu der großen Frage nach den letzten Ursachen der thermischen Begünstigung Westeuropas vgl. HANN, Klimatologie, 3. Aufl., I. Bd., S. 178 ff., III. Bd., S. 186, 215; KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, 2. Aufl., I. Bd., S. 403. — [24] Akademie der Wissensch. zu Wien: Die österreichische Polarstation Jan Mayen. I. Bd., Wien 1886. — [25] SUPAN, Die arktische Windscheide, in Peterm. Geogr. Mitteil., S. 191, 1891. — [26] MOHN, vgl. oben unter Nr. [2].

Kapitel VII.

Die Bezirke der Lebewesen des Atlantischen Ozeans einschl. Fischereiverhältnisse.

(Tafel XXV und XXVI.)

§ 63. Allgemeines.

Wie das Menschengeschlecht sich in verschiedene Rassen und Völker gliedert, die weitgehende Anpassung an die natürlichen Verhältnisse des bewohnten Landes erkennen lassen, so hat sich auch eine deutlich in Bezirke gesonderte, zonenartige Verteilung der Lebewesen des Weltmeeres herausgestellt. In hohem Grade spiegelt sich darin die Abhängigkeit der marinen Tierwelt von den physikalischen und klimatischen Zuständen des Ozeans, insbesondere von seiner Wärme und seinen Strömungen einerseits, der Küstenentfernung und den Tiefen anderseits. Der Atlantische Ozean liefert bei seiner vom höchstem Norden bis zum hohen Süden durch alle Zonen reichenden Erstreckung hierfür das beste Beispiel, um so mehr, als die uns nunmehr bekannten, zum Teil grundsätzlichen Verschiedenheiten der West- und Ostseite des atlantischen Tales weitere Beweise für den Einfluß der genannten äußeren Umgebung auf die Organismen erbringen.



Fig. 79.

Naturgemäß und notwendig erscheint es uns, daß die niedere Tier- und Pflanzenwelt, daß die willenlos im Meere treibenden kleinen und kleinsten Lebewesen (das **Plankton**) in unmittelbarer Abhängigkeit von Temperatur, Salzgehalt, Dichte und Bewegung des Wassers auftreten; nicht verwunderlich erscheint es auch, wenn die

Verbreitungsgebiete der höher organisierten Tiere, wie z. B. der Nutzfische, und selbst der Säugetiere des Ozeans im allgemeinen sich mit morphologisch und physikalisch deutlich umrissenen Bezirken decken, obschon diese Tiere die Möglichkeit weiter Ortsveränderungen besitzen; aber selbst die über dem Ozean ruhelos schwebenden Vögel des Weltmeeres halten bis zu einem gewissen Grade streng beschränkte und klimatisch bedingte Regionen des häufigen Vorkommens ein und verlangen auch Berücksichtigung.

In großen Zügen leicht festzusetzen und nur in Einzelheiten strittig sind die Grenzen der Tierregionen des Atlantischen Ozeans. Wir mögen lediglich von den physikalischen Grundverschiedenheiten der einzelnen Wasserzonen ausgehen oder die durch Erfahrung feststehenden Tatsachen der räumlichen Gruppierung gewisser typischer Tierformen zum Einteilungsprinzip benutzen[1], in beiden Fällen bieten sich dar (Fig. 79):

1. die Arktische Region; sie umfaßt das nordpolare Becken, die Baffin-Bai und Davis-Straße und die Gewässer an der Labradorküste herab bis zu der Neufundland-Bank; die Grenze verläuft von da scharf nach Nordosten derart, daß Island fast ganz außerhalb der Arktis bleibt, folgt von der Nordküste Islands über Jan Mayen der Eiskante zur Bären-Insel und erreicht in dem Barents-Meer nach der Karischen Pforte hin ihren östlichen Endpunkt.

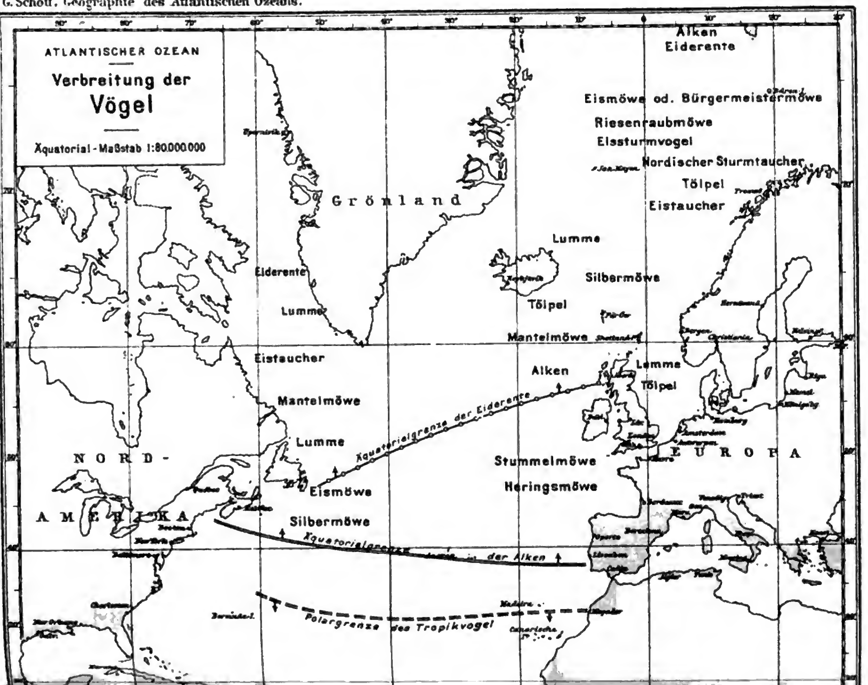
2. Die Nordatlantische Übergangsregion schließt sich nach Süden an, begreift also das Europäische Nordmeer und die Gewässer zwischen New York und dem Englischen Kanal; die Südgrenze zieht sich in leicht geschwungenem Bogen vom Kap Hatteras über die Azoren zur Straße von Gibraltar. Charakteristisch für das ganze Gebiet ist das Vorwiegen der Golfstromtrift oder des „atlantischen Stromes" (S. 179). Hier haben wir vielleicht die individuen- und artenreichste Provinz; die Schätze und Gaben des Meeres erreichen hier ihren Höhepunkt. Im Gegensatz hierzu bietet

3. eine Warmwasserregion zu beiden Seiten des Äquators, obwohl sie nicht weniger als 50 % der Gesamtfläche einnimmt, bei all ihrer Größe das Bild einer eintönigen, teilweise auch wüstenhaften d. h. vergleichsweise armen Tierwelt. Dies ändert sich wieder

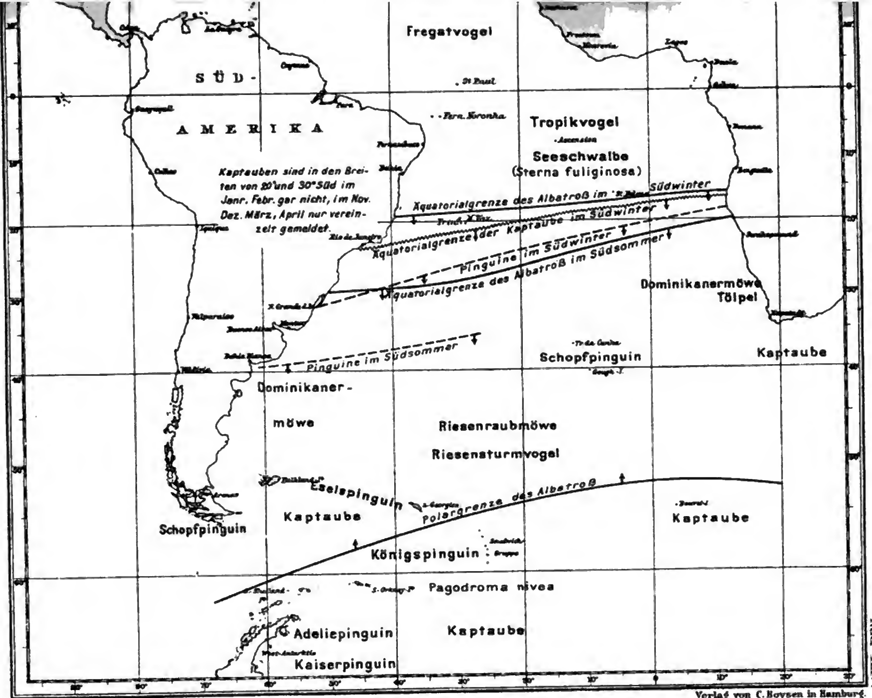
4. in der Südatlantischen Übergangsregion. Sie ist reich an Fischen und Vögeln; in ihr, zumal in dem Gebiete der Westwindtrift, stellen die Sturmvögel des Ozeans die wichtigsten oder doch jedenfalls die charakteristischsten Vertreter der ganzen Tierwelt. Besonders scharf ist die nördliche oder äquatoriale Grenze dieses Bezirkes ausgeprägt; nirgends wieder begegnen wir einer so deutlichen biologischen Scheidelinie wie derjenigen, die von der Mündung des La Plata herüber zur afrikanischen Küste bei Kap Frio zieht und sich besonders in der Nähe der Kontinente deckt mit einer gleich scharfen klimatisch-ozeanographischen Grenzlinie.

5. Die Antarktische Tierregion endlich mag mit der uns bekannten Nordgrenze des häufigeren Vorkommens südpolaren Treibeises (s. Tafel XVI) beginnen oder nur wenig südlich davon; während die Falklands-Inseln und die Gewässer dicht bei Kap Horn tiergeographisch noch nicht zu ihr gehören, liegen sowohl Süd-Georgien als auch die Bouvet-Insel trotz gleicher Breite entschieden im Bereiche antarktischen Lebens.

Innerhalb jeder einzelnen Region wäre bei einer strengen, hier nicht in Frage kommenden zoologischen Darlegung der Bezirk der landnahen Flachsee oder des Schelfes zu unterscheiden von den vollkommen andre Lebensbedingungen darbietenden Bezirken der Hochsee, d. h. des landfernen Ozeans, und endlich von der lichtlosen, pflanzenleeren Tiefsee; um dies tatsächlich durchzuführen, dazu würden auch heute


ATLANTISCHER OZEAN
Verbreitung der
Vögel
Äquatorial-Maßstab 1:80.000.000
Alken
Eiderente
Eismöwe od. Bürgermeistermöwe
Riesenraubmöwe
Eissturmvogel
Nordischer Sturmtaucher
Tölpel
Eistaucher
Grönland
Lumme
Silbermöwe
Tölpel
Mantelmöwe
Alken
Lumme
Tölpel
Eiderente
Lumme
Eistaucher
Mantelmöwe
Lumme
Eismöwe
Silbermöwe
Äquatorialgrenze der Eiderente
Stummelmöwe
Heringsmöwe
Äquatorialgrenze der Alken
Polargrenze des Tropikvogel
NORD-AMERIKA
EUROPA

Tafel XXV.



Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.

Verlag von C. Boysen in Hamburg.

noch die meisten Unterlagen fehlen. Immerhin wird in manchen Fällen, so z. B. bei der Großfischerei im Atlantischen Ozean und bei der Verbreitung der riffbauenden Korallen, Gelegenheit sein, diesen eine wichtige Unterteilung bringenden Gesichtspunkt zu berücksichtigen.

§ 64. Die Arktische Region.

Vögel. Durch viele Hunderte Abbildungen und durch lebensvolle Schilderungen von den Südpolarexpeditionen sind während des letzten Jahrzehnts die Pinguine als die eigenartigsten Vertreter der antarktischen Vogelwelt weiten Kreisen näher bekannt geworden. Diese komischen, an Land steif aufrechtstehenden Gesellen, des Fliegens unfähig, aber Meister im Schwimmen und Tauchen, finden im nördlichen Eismeere in gewissem Sinne ihr Gegenstück in den

Alken[2]. Echte Meeresvögel, die nur während der Brutzeit auf dem Lande sich aufhalten, fliegen sie, aber ungeschickt und hastig, unfähig zu schnellen Wendungen. Ihr hauptsächliches Verbreitungsgebiet (s. Tafel XXV) sind die Gewässer von Spitzbergen, Island, Grönland, Labrador; doch kommen sie nicht selten auch erheblich weiter nach Süden, bis zu der Küste von Portugal sowie dem St.-Lorenz-Golf. Da sind der Eisalk, *Alca torda*, die Trottel- oder dumme Lumme, *Uria troile*, der Larven- oder Papageientaucher, *Fratercula arctica*, und der kleine Krabbentaucher, *Alle alle*, zu nennen; diese Vögel machen, wenn der Reisende sie auf den an steiler Felswand gelegenen Brut- und Sitzplätzen erblickt, einen possierlichen Eindruck. — Anders erscheinen die nordischen

Möwen, die sowohl durch die oft unermeßlichen Scharen der Einzelwesen als auch durch die Fülle der Gattungen und Arten sich immer und überall aufdrängen; es sind elegante und unermüdliche Flieger. Allerorts in der arktischen Region verbreitet, wenn auch ihr nicht eigentümlich — wir finden sie ebenso in der Nordatlantischen Übergangsregion —, ist die grauweiß gefiederte Stummel- oder Dreizehen-Möwe, *Rissa tridactyla*, von den nordischen Seeleuten nach ihrer Stimme Kittiwake genannt. Im Herbst und im Winter folgt sie den Dampfern auch in der Nordsee und dem Englischen Kanal zur Biskaya und weit in den Ozean hinaus, meist in Gesellschaften von 10—20 Stück dicht hinten am Heck über dem Kielwasser auf und nieder sich wiegend, um gierig auf Nahrungsbissen, die über Bord fallen, sich niederzulassen. Bis zum Smith-Sund hinauf in der Baffin-Bai, bis Spitzbergen und Kaiser-Franz-Joseph-Land ist sie beobachtet; zu Tausenden brütet sie auch auf den Fär Öer. Zu ihr gesellen sich im hohen Norden die zierliche Küstenseeschwalbe, *Sterna macrura*, mit tiefgegabeltem Schwanze und rotem Schnabel, die Eisberge und Schiffe kreischend umschwirrt, ferner die reinweiße Elfenbeinmöwe, dann als größte ihrer Gattung die Eis- oder Bürgermeistermöwe, *Larus glaucus*, die nur ausnahmsweise außerhalb des Eismeeres brütet, und endlich die Riesenraubmöwe, *Stercorarius skua*. Von der großen Familie der

Sturmvögel bewohnt nur der Eissturmvogel, *Fulmarus glacialis*, der „Mallemuck" nordischer Seefahrer, die spitzbergischen und grönländischen Gewässer. Mit seidenweißem Kopf, Hals und Leib, mit grauen Flügeldecken, schwebt der Mallemuck in weiten Bogen dicht über dem Meeresspiegel; stets macht er scharfe Wendungen etwa so, wie ein Schlittschuhläufer abwechselnd rechts und links seine Kurven beschreibt, und stellt sich dabei, den einen Flügel nach oben gerichtet, senkrecht zum Meer, rastlos Tag und Nacht[3]. — Unter den

Tauchern ist der Eistaucher, *Urinator glacialis*, zugleich der schönste der arktischen Vögel; bei schwarzer und weißer Gitterung seiner ganzen Oberseite besitzt er ein wahres Prachtkleid und ist ein stattliches Tier von fast 1 m Länge. Sein Element ist nicht die Luft über dem Meere, sondern das Meer selbst; pfeilgeschwind schwimmt er unter Wasser, so daß ihm die schnellsten Fische zur Beute fallen. — Nicht so weit hinaus in das Meer geht, lieber in stillen Buchten sich haltend, die

Eiderente, *Somateria mollissima*, ebenfalls eine für den hohen und höchsten Norden der atlantischen Gewässer typische Form, obschon sie vereinzelt auch weiter im Süden brütet, z. B. auf Sylt; ihre äquatoriale Grenze kann man von Neufundland quer herüber nach Schottland ziehen (Tafel XXV). 800 bis 1000 Pfund Eiderdunen liefert allein Grönland heutzutage alljährlich zur Ausfuhr; dabei hat infolge rücksichtsloser Verfolgung die Ausbeute in den letzten 50 Jahren ganz erheblich abgenommen[4].

Meeressäugetiere (Fig. 80). Von der Eiderente vielleicht abgesehen, bleibt das Eingreifen des Menschen in die Vogelwelt der nordpolaren atlantischen Gewässer im allgemeinen bedeutungslos. Ganz anders spielt der Mensch den hochnordischen Meeressäugern mit, im besonderen den verschiedenen Gruppen der Barten- und Zahnwale[5]. Einen nahezu gänzlich vollendeten Vernichtungskrieg[6] hat er gegen den wertvollsten aller Wale geführt, den

Grönlandwal, *Balaena mysticetus*. Dieses mächtige, bis zu 24 m lange Tier mit seinem gewaltigen, von Barten erfüllten Maule, der *bowhead* der Engländer, war ursprünglich in riesigen Scharen (sogenannten Schulen) in den befahrbaren Teilen des nördlichen Eismeeres von Spitzbergen ab westwärts und südwestwärts bis Island, Grönland und in der Davis-Straße und Baffin-Bai vorhanden, ist aber heute vollkommen ausgerottet bis auf einzelne wenige Exemplare, die in der Hudson-Bai und Hudson-Straße sowie östlich von Baffin-Land und nach dem Smith-Sund hin angetroffen werden (Fig. 80). Auch an der grönländischen Westküste fehlt er heute vollkommen. Ein ausgesprochen arktischer Wal, entfernt er sich nie weit von der Eiskante; die westlich von Spitzbergen meist vorhandene tiefe Einbuchtnng im sonst geschlossenen Verlaufe der Eisgrenze hat ihren Namen „Walfänger“-Bucht seinerzeit von der Tatsache erhalten, daß hier Wale und ihre Jäger, die Walfischfänger, häufig lange Zeit sich aufhielten.

Dreihundert Jahre ungefähr hat die von rücksichtsloser Gewinnsucht diktierte Verfolgung gedauert, die Tragödie dieses prächtigen Tieres; freilich sind die etwa mit dem Jahre 1600 einsetzenden nordatlantischen Walfangreisen zugleich auch ein herrliches Stück unübertroffener seemännischer Leistungen und ein bedeutsamer Faktor in der Entwicklung der holländischen, britischen, deutschen und amerikanischen Schiffahrt geworden. Kein Dienst war geeigneter, hart geschulte kühne durchwetterte Seeleute zu erziehen, als der auf den Walschiffen, den kleinen unbeholfenen Seglern des 17. und 18. Jahrhunderts, die sich an die Riesen des Weltmeeres furchtlos mit der Handharpune heranwagten — von 1730 ab begann die Harpunkanone ihr Werk. Während aber Holländer und Briten einen starken Rückhalt an der geschlossenen Machtfülle ihres Heimatstaates hatten, gingen die Bremer, Hamburger, Altonaer und Glückstädter Waler sozusagen jeder auf eigene Faust aus. Schon 1617 wußten die Hamburger nördlich von Foreland an der Westküste Spitzbergens die sogenannte Hamburger Bai für ihre Fangzwecke sich zu reservieren und zu behaupten, und wundersam, wie eine Mär, lesen sich die Erlebnisse des Hamburger Schiffsbarbiers Friedrich Martens, der 1671 auf dem „Jonas im Walfisch“ eine Fangreise mitmachte und sein Buch, das älteste

G = Grönlandwal*, P = Potwal, B = Buckelwal*, K = Kapwal*.
Die Wale mit * sowie der Blauwal sind Bartenwale; Potwal, Weißwal, Narwal und Bottlenose sind Zahnwale

Fig. 80.

über die deutsche Grönlandfischerei, dem Hamburger Rat 1675 widmete. Damals fuhren alljährlich 40 bis 60 Schiffe von den deutschen Küsten auf den Fang in die arktischen Gewässer zwischen Spitzbergen und Grönland; 300 bis 400 Wale wurden durchschnittlich erbeutet. Erst von 1720 ab wandte man sich, da der Ertrag abnahm, westwärts auch zur Davis-Straße, und es sind besonders die britischen Waler gewesen, die westlich von Grönland im 18. Jahrhundert hausten; waren doch um 1800 herum fast 1000 (!) englische und schottische Fahrzeuge tätig. Sie waren damals, in der napoleonischen Zeit, da die kontinentalen Länder in Krieg und Revolution verstrickt, fast allein auf dem Platz. Das Vernichtungswerk vollenden halfen schließlich die Amerikaner; sie hatten um 1770 schon 120, im Jahre 1845 (dem Höhepunkt) sogar 735 durchweg große Schiffe im Walfang tätig. Allerdings beschränkten die Amerikaner von vorn herein ihre Reisen nicht auf den Atlantischen Ozean und auch nicht auf den Fang des *bowhead*, sondern sie gingen sogleich in alle Meere der Erde und stellten allen Walarten, besonders auch dem Potwal der Tropen (S. 270) nach. Heute verfolgen, abgesehen von den Amerikanern, die nördlich von der Bering-Straße noch arbeiten und in San Francisco ihr Standquartier haben, nur noch etwa fünf bis sieben schottische Walfänger von Dundee aus in der alten Weise den Grönlandwal, sie haben 1897 noch 13, 1907 keines mehr von diesen Tieren erbeutet*. Die nachstehende Zahlenübersicht, die sich nur auf den Grönlandwal und die arktischen Regionen des Atlantischen Ozeans bezieht, läßt noch einmal überschauen, was da oben vor sich gegangen ist.

Per Jahr	Holländer		Deutsche		Briten		Gegend des Fanges
	Schiffe	Wale	Schiffe	Wale	Schiffe	Wale	
Durchschnitt von 1670/1680	ca. 100	640	56	370	—	—	Nur zwischen Spitzbergen und Grönland.
Durchschnitt von 1770/1780	134	380	50	88	740	?	Ost und West von Grönland.
Höhepunkt des amerikanischen Walfanges um 1845 in allen Teilen der polaren Meere.							
1897	—	—	—	—	10	13	Nur Davis-Straße und Hudson-Bai.
1907	—	—	—	—	7	0	Desgl.

Wenn nun auch die arktische Tierregion ihres eigenartigsten und größten Vertreters der Meeressäugetiere beraubt worden ist, so sind doch aus der Familie der Wale noch mehrere für die eiserfüllten Teile des nördlichen Atlantischen Ozeans charakteristische Arten vorhanden, deren Tiere zwar meist kleiner und viel weniger wertvoll sind als der Grönlandwal, heutzutage aber von den Dampfwalern gleichwohl verfolgt und zu Tausenden erlegt werden. An der isländischen und nordfinmärkischen Küste, auf Spitzbergen und anderwärts finden sich die „Waletablissements", wohin die Tiere geschleppt, wo sie zerlegt und wo ihre nutzbaren Teile verwertet werden. Hierher gehört in erster Linie der

Weißwal, *Beluga leucas*, der von Grönland bis Nowaja Semlja häufig ist, eine Länge von etwa 5 m erreicht und zu den Zahnwalen gehört. (Der durch sein langes Horn bekannte Narwal, *Monodon monoceros*, hat nur lokale Bedeutung für die Grön-

* Ein Grönlandwal repräsentiert heute einen Wert von 30000—35000 Mark.

länder der Baffin-Bai und Davis-Straße). Der Weißwal tritt im Winter auch an der Küste von Labrador in Scharen auf. In Grönland werden jährlich wohl über 1000 Stück erlegt. Auch er zeigt auf der europäischen Seite des Atlantischen Ozeans schon eine bedenkliche Abnahme; die Norweger brachten, während sie 1871 über 2000 bei Spitzbergen erlegten, 1901 nur 26 Stück zur Strecke. Hierher gehört ferner der Blauwal, *Balaenoptera Sibbaldii*, und der Finwal, *Balaenoptera musculus*, beides Bartenwale von ganz bedeutender Größe, da der Blauwal sogar bis zu 30 m lang wird und dann alle andern übertrifft, der Finwal es auch bis zu 23 m Länge bringt; sie bewohnen die nordischen Meere, sind jedoch hauptsächlich in dem sogenannten Übergangsgebiet heimisch (§ 65).

Das Walroß, *Odobaenus rosmarus*, hat sich in die entlegensten, nördlichsten Teile der Baffin-Bai und des ostgrönländischen Meeres zurückgezogen; selten wird es schon südlich von 70° N-Br. angetroffen[7]. Auch gegen dieses wunderbare Tier der Polarwelt wird, zumal seit der Grönlandwalfang keinen Ertrag mehr liefert, schonungslos vorgegangen; 1897 erlegten die Schotten 800 Walrosse, hauptsächlich in ostgrönländischen Gewässern. Es bleiben noch von den Meeressäugern der arktischen Region die

Seehunde[8] zu nennen, die in verschiedenen Arten und in Hunderttausenden von Individuen das Meer bevölkern und sich auch in der gesamten Übergangsregion (§ 65) südwärts bis nach Gibraltar einerseits, bis nach Kap Hatteras anderseits verbreiten (Fig. 80). Ihre größte Bedeutung für den Menschen erlangen sie in den nordpolaren Gewässern; dort ist ihr Vorkommen eine Lebensfrage für den Eskimo, eine erste Grundfrage für den Grönländer, und zahlreich sind die Schilderungen darüber, wie der Seehund dem Menschen Nahrung und Kleidung, Feuerungsmaterial und Licht, Fanggeräte und Transportmittel liefert, mit einem Worte: die Existenz ermöglicht. Vanhöffen nimmt an, daß an der Westküste Grönlands alljährlich 70000 Seehunde erlegt werden; mindestens die gleiche Zahl wird in dem Europäischen Nordmeere erlegt, da allein die Norweger in jedem Jahr an der Eiskante zwischen Island, Jan Mayen und Spitzbergen 50—60000 Stück im Werte von 700000 Mark fangen. Dazu kommen endlich die gewaltigen Mengen, die die Amerikaner in äußerst gefährlicher Jagd auf dem neufundländischen Treibeis erlegen; durchschnittlich sollen 250000 Seehunde, die einen Ertrag von 2 Millionen Mark bringen, daselbst gefangen werden. Somit mag wohl in jedem Jahre im ganzen mindestens ½ Million dieser Meerestiere das Leben lassen, um Fell und Tran dem Menschen herzugeben. Die wertvollste Art ist die sogenannte Klappmütze, *Cystophora cristata*.

Fische. Gegenüber dem Reichtum an Säugetieren und Vögeln treten die Fische in dem arktischen Meere zurück; wenn auch einzelne, wie z. B. Lodde, *Mallotus villosus*, und der Eishai, *Somniosus microcephalus*, in gewaltigen Scharen im Eismeer selbst gefangen werden, z. B. von den Grönländern[9], so ist doch das Hauptverbreitungsgebiet der großen Fischereien fast ausschließlich in der

§ 65. Nordatlantischen Übergangsregion

zu suchen. Diese Region wird zoologisch geradezu charakterisiert durch das Auftreten der Nutzfische. Wir vergegenwärtigen uns dabei, daß wir zu dieser Region den eisfreien Teil des Europäischen Nordmeeres, also auch Island, die Fär Öer und die gesamte norwegische Küste, auf der Westhälfte des Ozeans die Gewässer von der Neufundland-Bank bis Kap Hatteras gerechnet haben (S. 256).

Die großen Fischgründe. Die Gebiete, auf denen die großen Seefischereien des nordatlantischen Meeres vor sich gehen[10] — sie sind auf Tafel XXVI durch Schraffur gekennzeichnet —, beginnen in der Bai von Biskaya an der Westküste Frankreichs, wo die Sardine, *Clupea sardina*, einen Hauptgegenstand des Fanges bildet, freilich seit Jahren durch die Unregelmäßigkeit ihres Erscheinens oder sogar durch gänzliches Ausbleiben schwere Verhältnisse für die Fischerbevölkerung schafft; sie umfassen sodann die Britischen Inseln einschließlich Irland in weitem Bogen, so daß der Englische Kanal, der Georgs-Kanal, die Minch und die gesamte Nordsee, vielleicht mit Ausnahme der norwegischen tiefen Rinne, glänzende Fischereigründe bieten: wir nennen nur die berühmte Dogger-Bank, die Große und Kleine Fischer-Bank in der Nordsee. Auch das Skagerrak und Kattegatt sind äußerst fischreich, nicht so die Ostsee, wo schon wegen der ungünstigen Bodenbeschaffenheit ein Großbetrieb mit Schleppnetzen von Fischdampfern aus nicht möglich sein würde (S. 66).

Die Fanggründe dehnen sich dann an der norwegischen Küste, wo der Schelf oder die Kontinentalstufe von Kap Stad ab bei Tiefen bis zu 400 m wenigstens 150 km breit wird, bis zu den Lofoten und dem Nordkap, ja für einzelne Nutzfische bis zur sogenannten Murmanischen Küste und dem Weißen Meer. Das Gesamtareal der nordwesteuropäischen Fischgründe in dieser Umgrenzung, zuzüglich noch der stark befischten Gebiete vor der Süd-, West- und Ostküste Islands ist auf annähernd 2,2 Millionen qkm zu veranschlagen; dies entspricht der vierfachen Größe des Deutschen Reiches.

Auf der amerikanischen Seite kommen zunächst von der arktischen Region noch die Küsten des südlichen Labrador in Betracht, sodann der Golf von St. Lorenz, die Große Neufundland-Bank und die 200 km östlich davon im freien Ozean gelegene kleine Vlämische Kappe. Die berühmte Neufundland-Bank besitzt innerhalb der 200-m-Grenze eine Ausdehnung von rund 275000 qkm, wenn wir von Kap Ray (im St.-Lorenz-Golf) bis Kap Race und nordwärts bis zum 50. Breitengrad rechnen. Jedoch ist das Gebiet, über dem die großen Fischereien auf Kabeljau und Heilbut stattzufinden pflegen (S. 263 und 264), kleiner, da meist nur im zentralen Teil bei den Virgin-Felsen sowie östlich, südlich und westlich davon auf Tiefen von 35—50 Faden oder 60—90 m gefischt wird; nördlich von diesen Flächen bis zur neufundländischen Küste sind die Tiefen erheblich größer, bis zu 150 m und darüber, in einer Breite von 60 km bei ungünstigerer Bodenbeschaffenheit. An die Neufundland-Bank schließen sich ferner die ebenfalls hochwichtigen Fischgründe der Banquereau-Bank (südöstlich von Neuschottland), der Sable-Insel-Bank, der George-Bank östlich von Kap Cod (Nantucket) an; endlich liegen noch kleinere Fischgründe vor Long Island, der Chesapeake-Bai bis zum Kap Hatteras, womit wir zugleich die Südgrenze der Tierregion erreicht haben. Ist doch Kap Hatteras nicht bloß eine scharfe Wetterscheide, sondern auch eine wichtige Grenze für Temperaturen und Strömungen; daher beginnt südlich von diesem Vorposten die Warmwasserregion.

Unter den Nutzfischen gebührt nun in wirtschaftlicher Hinsicht dem Hering, *Clupea harengus*, die erste Stelle, wenigstens bei den Erträgnissen der Großfischerei der europäischen Ozeanseite. Der weitaus größte Teil wird von schottischen und englischen Fahrzeugen gefangen, da die ertragreichsten Heringsgründe im nordwestlichen Teile der Nordsee, von den Shetland-Inseln nach Süden gerechnet, belegen und auch die Gewässer westlich von Schottland, die Minch und der St.-Georgs-Kanal, bevorzugte Plätze des Herings sind. Diese britische Heringsfischerei beginnt im Juni im Norden bei den

Shetlands-Inseln, erreicht im August, südwärts sich verlegend, ihren Höhepunkt und endet im Herbst in der südlichen Nordsee. Durchschnittlich 500 Millionen kg Heringe im Werte von etwa 50 Millionen Mark werden jährlich allein von der britischen Hochseefischerei gelandet; der wichtigste Platz ist Peterhead an der Ostküste Schottlands. Hohe Bedeutung kommt ferner dem norwegischen Heringsfang zu; im Frühjahr wird der laichreife, aber magere Hering, im Sommer und Herbst der Fetthering vorzugsweise im Bereiche der Ämter Tromsö, Stavanger und Haugesund gefangen. Im Jahre 1907, das allerdings im Hinblick auf die sehr erheblichen Schwankungen gerade der Heringsfischerei als ein recht gutes zu gelten hat, sind auf der europäischen Seite des Atlantischen Ozeans einschließlich Islands im ganzen 925 Millionen kg im Werte von 110 Millionen Mark gefangen worden. Hiergegen tritt das Fangergebnis der amerikanischen Seite vollkommen zurück, da Kanada (St.-Lorenz-Golf), Neufundland und die Vereinigten Staaten im gleichen Jahre 1907 zusammen nur 125 Millionen kg (14 Millionen Mark) erbrachten. Der Hering kann somit im wesentlichen als ein europäischer Nutzfisch gelten; in gewissem Sinne übernimmt, wirtschaftlich betrachtet, an der Ostküste Nordamerikas die Makrele seine Rolle.

Dem ganzen Nordatlantischen Ozean dürften alljährlich 1050 Millionen kg oder 21 Millionen Zentner Heringe in einem Werte von 125 Millionen Mark entnommen werden; sie sind ein Geschenk lediglich der Flachseegründe oder Schelfe. Dies gilt auch von dem an zweiter Stelle zu nennenden

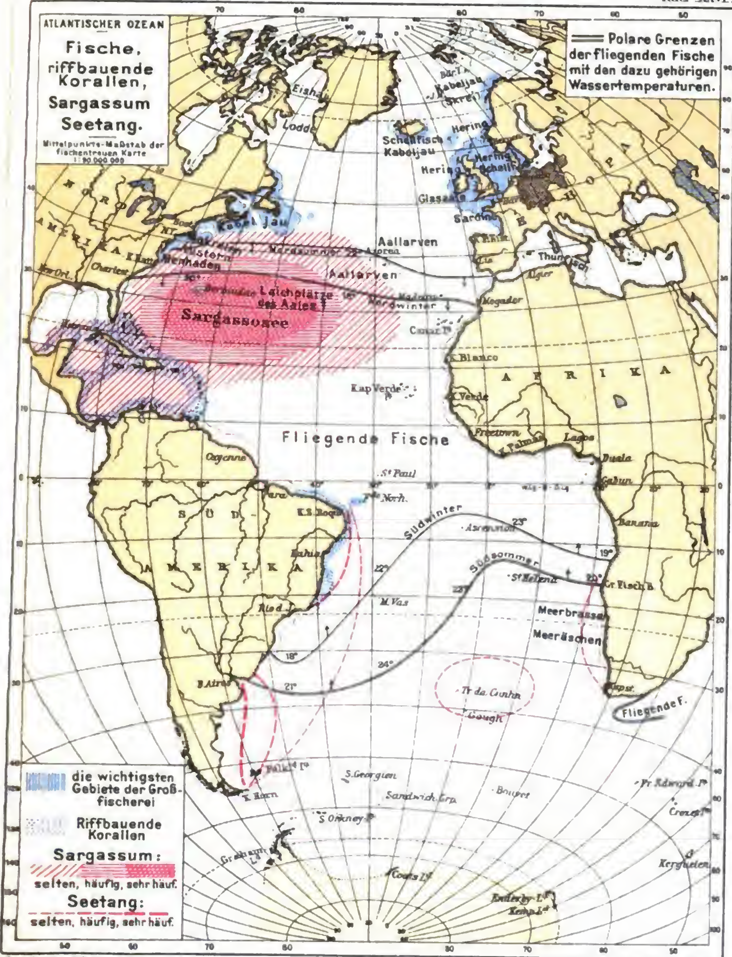
Kabeljau, *Gadus morrhua*, dessen Jugendform Dorsch genannt wird, soweit man nicht besondere Abarten mit Dorsch bezeichnet. Der Kabeljau ist, da er auch im nordöstlichen Stillen Ozean in großen Mengen auftritt, vielleicht der wichtigste Fisch der Welt; denn man kann rechnen, daß schon im Bereiche des Atlantischen Ozeans alljährlich 3—400 Millionen Stück dieser durchschnittlich mindestens 5 kg schweren Tiere gefangen werden, die einen Wert von weit über 100 Millionen Mark darstellen. Den wesentlichen Teil ihres Lebensunterhaltes gewinnen 200000 Menschen durch den Kabeljaufang auf den Flachseegründen des Nordatlantischen Ozeans. Der Fisch tritt gleich häufig auf der amerikanischen und europäischen Seite auf. Weltberühmt ist die von 30—40000 norwegischen Fischern in den Monaten Januar bis April bei den Lofoten mit Angelleinen betriebene Fischerei auf skrei, wie die Norweger den Kabeljau nennen; nur schwer stellt derjenige, der es nicht selbst gesehen, sich den ganzen Umfang des Lebens vor, das da in jenen hochnordischen, stürmischen Gewässern in diesen Monaten bei langen, finsteren Nächten und kurzen Tagen auf dem vom Golfstrom eisfrei gehaltenen Meere im Angesicht der beschneiten, hochragenden, steilzackigen Inseln sich auftut. Der größte Teil der dort gefangenen Kabeljaus wird zu Klippfisch getrocknet und vorzugsweise nach den katholischen Ländern, z. B. Spanien, exportiert; der geschäftliche Mittelpunkt ist Tromsö, auch Trondhjem.

Den Kabeljaufängern unter Islands Küsten hat Pierre Loti in seinem ergreifenden Roman „Islandfischer" ein unvergängliches und unerreicht lebenswahres Denkmal gesetzt; die früher fast ausschließlich von französischen Schonern hier betriebene Fischerei wird neuerdings mehr international, seitdem auch Fischdampfer mit Grundschleppnetzen arbeiten. Das dritte, große und berühmte Fanggebiet auf Kabeljau, die Neufundland-Bank, wird von Amerikanern, Briten (aus Kanada) und Franzosen ausgebeutet. Die letzteren befischen es schon seit dem Ende des 16. Jahrhunderts, indem sie in sogenannten *goelettes* (Schonern) den Ozean queren und dann *dories*, d. h. Boote

mit je 2 Mann aussetzen, die ihrerseits Langleinen mit 1000 bis 1800 Angeln auf der Bank an den Grund geben. Der französische Staat schützt diese Fischerleute, wie und wo er kann, schon aus nationalem Interesse, nicht bloß wegen der Fangerträge, sondern weil er sich damit zugleich einen guten Stamm von seetüchtigen Matrosen sichert; ist doch jeder Fischer in die Listen der Kriegsmarine eingetragen. Wenn Frankreich 1910 nach vielen diplomatischen Kämpfen mit Kanada und Amerika auf gewisse Privilegien dieser Fischerei verzichtet hat, so betrifft dieser Verzicht nur im Territorialgebiet Neufundlands selbst belegene Reservate, nicht die stets internationale freie Fischerei auf der großen Bank. — Während die Lofotenfischerei in den Winter und das frühe Frühjahr fällt, geht die Fischerei auf der Neufundland-Bank vorzugsweise in den Sommermonaten, von Juni bis Oktober, vor sich. Übrigens sind sowohl im St.-Lorenz-Golf als auch auf den oben S. 262 genannten Bänken vor der Küste Neuschottlands und im Golf von Maine bis nach der Nantucket-Insel noch ausgezeichnete Fangplätze für Kabeljau; unter ihnen ist der wertvollste die Georges-Bank östlich von Kap Cod, wo der Fisch in ungeheuren Scharen zum Laichen herandrängt.

Unter den andern vom Atlantischen Ozean dem Menschen gespendeten Nutzfischen nimmt auf der europäischen Seite der Schellfisch, *Gadus aeglefinus*, den dritten Platz ein. Er ist der wichtigste Gegenstand des „Frischfischfangs" bei der Schleppnetzfischerei in der Nordsee, zumal in deren südlichem Teil; außerdem hat er an der Südküste Islands ein großes Verbreitungsgebiet. In den amerikanischen Gewässern tritt er sehr zurück, bis auf die Strecke zwischen Sandy Hook und Nantucket-Insel. Von dem auf 250 Millionen Kilogramm zu schätzenden Gesamtertrag an Schellfisch bei einem Werte von 50 Millionen Mark werden fast drei Viertel in der Nordsee erbeutet. Grimsby einerseits, Geestemünde sowie Altona-Hamburg anderseits sind die Hauptstützpunkte dieser Hochseefischerei.

Soviel ergibt sich schon aus der Übersicht über die Fangplätze und Ausbeute an Hering, Kabeljau und Schellfisch, daß die Ostseite des Ozeans oder die Flachseegebiete von Nordwesteuropa in wirtschaftlicher Hinsicht der Westseite, also den amerikanischen Fischgründen, nicht nur gleich, sondern überlegen sind. Hieran wird auch nichts geändert, wenn wir noch einige weniger wichtige Nutzfische heranziehen, so z. B. die Makrele, *Scomber scomber*, die zwar auch bei uns heimisch ist, doch vor der Ostküste Nordamerikas von der Chesapeake-Bai bis zum Golf von Maine in jedem Frühjahr in gewaltigen Scharen vom offenen, warmen Ozean aus Südosten heranziehend erscheint und daselbst zur größten Makrelenfischerei der Welt Veranlassung gibt. Auch der Heilbut, *Hippoglossus vulgaris*, wird vielfach auf den gleichen Bänken wie der Kabeljau an der amerikanischen Seite in größeren Mengen als an der europäischen Seite gefangen; dasselbe gilt vom Austernfang, der ein Fünftel des Wertes aller Fischerei der Vereinigten Staaten erbringt. An der ganzen Küste bis Carolina hinab werden Austern gefangen; die große Rolle, die sie unter den gewöhnlichen Nahrungsmitteln des Amerikaners spielen, kennt man in Europa nur selten. Charakteristisch für die amerikanischen Fischgründe ist endlich das Auftreten des Menhaden, *Brevoortia tyrannus*, eines kleinen Fisches, der im Sommer vor den Küsten der Neuenglandstaaten in ungezählten Millionen sich einfindet und nur zur Gewinnung von Tran und Dünger gefangen wird, aber schon dadurch Veranlassung zu ganz bedeutender Fischerei gibt. — Gloucester in Massachusetts darf als eine der wichtigsten Fischerstädte der Union am atlantischen Gestade gelten.



Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.
Verlag von C. Boysen in Hamburg.

Alles zusammenfassend gehen wir wohl nicht sehr fehl, wenn wir auf durchschnittlich 600 bis 650 Millionen Mark im Jahr den Wertertrag der großen Fischereien des Nordatlantischen Ozeans ansetzen: so reich sind die Gaben des Meeres an den Menschen! Der Nordsee allein werden nach gutbegründeter Schätzung täglich 2,6 Millionen Kilogramm Fische entnommen. Wenn diese Fischereien durchweg auf den Flachseegebieten in der Nähe der Küsten vor sich gehen, wenn die ungeheuren Mengen der Nutzfische als „Lebensbezirk" die Tiefen bis zu 100, 200, höchstens 400 m bevorzugen, so liegt dies an den besonderen natürlichen Verhältnissen dieser Regionen[11]. Auf dem an die Küste grenzenden, wenig geneigten Meeresboden mäßiger Tiefen herrscht zunächst ein mannigfacher Wechsel in der Beschaffenheit des Meeresgrundes selbst, der es den Fischen ermöglicht, die ihnen zusagenden Bodenarten aufzusuchen. Dazu kommt der Wechsel des Wasserstandes mit Ebbe und Flut und der von den Gezeitenströmungen herbeigeführte horizontale Wasseraustausch. Dies, ferner die starken Temperatur- und Salzgehaltsänderungen im Laufe des Jahres sowie bei wechselnder Wetterlage bedingen eine gute Durchlüftung der Wassermassen; und endlich: das Sonnenlicht dringt hier überall ein, womit die Grundbedingung für die Entwicklung der Meerespflanzen, der Urnahrung für alle Meerestiere, gegeben ist. Die Produktion des Meeres erreicht also im Lebensbezirk der Flachsee mittlerer geographischer Breiten ihren Höhepunkt; dies gilt besonders vom Plankton[12], das z. B. in den Diatomeen der kühleren Meere fast die alleinigen Produzenten organischer Substanz bereitstellt. Vielfach geht Fischreichtum und Planktonmenge einander parallel, und wenn in der Nordsee auf 1 qm Oberfläche 130 bis 180 Fischeier kommen, in der tropischen Warmwasserregion der Sargassosee aber nur 0 bis 1, so stehen hiermit in gewissem Einklang hohe Volumina der Planktonsubstanz in der Nordsee einerseits und erstaunliche Planktonarmut der Sargassosee anderseits.

Der Reichtum der Übergangsregion an kleinen und kleinsten Lebewesen kommt nicht bloß den Fischen zugute, sondern auch den Meeressäugern. Ein Finwal hatte nicht weniger als 2 cbm planktonischer Crustaceen in seinem Magen. Zahlreiche Walarten sind eben Planktonfresser. Ja, auch das überwältigend reiche Vogelleben gerade an der Grenze der arktischen Region und der Übergangsregion wäre kaum möglich, wenn nicht diese Vogelscharen ihr Nahrungsbedürfnis durch das Aufnehmen von Plankton aller Art stillen könnten.

Wale. Was die Wale in den mittleren Breiten des Nordatlantischen Ozeans anbetrifft, so war bis vor einigen Jahrzehnten der typische Wal der sogenannte Biskayawal oder der Nordkaper der alten holländischen Waler, *Balaena biscayensis*, dessen Verbreitungsgebiet sich mit unsrer Übergangsregion (Fig. 79) genau deckte, und der daher mit Recht als Wal des Golfstromwassers bezeichnet worden ist, wie sein naher Verwandter, der Grönlandwal, als der Wal des Polarstromwassers zu gelten hat. Der Nordkaper, ein Bartenwal, ist aber ebenso wie der arktische Vetter fast gänzlich ausgerottet und viele Jahre hindurch nirgends mehr gesichtet worden. Erst neuerdings hat er sich wieder manchmal gezeigt; so wurden 1907 bei den Hebriden mehrere erbeutet. — Des Finwals und Blauwals geschah schon S. 261 Erwähnung; beides Bartenwale, die bis 25 und 30 m lang werden. Ihr Fang wird jetzt eifrig bei den Fär Öer und den Shetland-Inseln betrieben, da die dauernd steigenden Preise für Öle und Trane kaufmännischen Gewinn erzielen lassen.

Von Zahnwalen ist die Bottlenose, *Hyperoodon diodon*, zu nennen, die vorzugs-

weise im südöstlichen Teile des Europäischen Nordmeeres heimisch ist, also zwischen den Shetlands, Fär Öer und Jan Mayen sich findet und von Norwegern gern verfolgt wird. Dazu kommen aus der Gruppe der Delphine der Grindwal, *Globiocephalus melas*, der es nur bis auf 6 m Länge bringt, in großen Schulen weit umherschwärmt und häufig ein Gegenstand des Fanges z. B. in den tiefen Buchten der Fär Öer wird; ferner der stumpfschnauzige, allbekannte Tümmler, *Phocaena communis*, von nur 2 m Länge, der gern auch in den Mündungen der großen Ströme sich aufhält und die nach See hinausgehenden Schiffe zu begleiten liebt.

Und endlich die **Vogelwelt**: sie ändert sich, wenn wir die Grenze der arktischen Tierregion nach Süden zu bei Island oder bei dem Nordkap Norwegens überschreiten, nicht unwesentlich. Die hochnordischen Alken treten ganz zurück; statt der großen Bürgermeistermöwe bemerken wir die Silbermöwe, *Larus argentatus;* die Stummelmöwe (S. 257) wird immer häufiger und regelmäßiger zur Begleiterin der Schiffe im Herbst und Winter, und neu treten die kleinen, braunschwarzen Sturmschwalben, *Oceanites* u. a., auf, zumal von der Biskaya ab in südwestlicher Verbreitung. An vielen unzugänglichen Felsküsten hocken Kormorane; in schier unermeßlichen Scharen aber fliegen daselbst, die oft beschriebenen Vogelberge umschwirrend, die Tölpel, *Sula bassana*. Reinweiß mit schwarzen Handschwingen sind die alten Tiere, braun befiedert die jungen. Die Tölpel brüten besonders an den englischen und schottischen Küsten — der Bass Rock am Eingang zum Firth of Forth ist weithin bekannt durch seine Tölpelkolonie —, auf den Fär Öer, auf Island, sie meiden aber die arktische Zone. Auch an der amerikanischen Seite des Ozeans ist dieser Vogel von Neuschottland ab zu Hause, und er zieht dort im Winter nicht selten bis zum mexikanischen Meerbusen hinab, wie er auch auf der europäischen Seite bis zur portugiesischen Küste, manchmal sogar bis zu den Canarischen Inseln beobachtet ist.

§ 66. Die Warmwasserregion zu beiden Seiten des Äquators

umfaßt ein bedeutend größeres Gebiet als die zwischen den beiden Wendekreisen gelegenen Strecken des Atlantischen Ozeans; sie dehnt sich vielmehr im Norden bis 40° N-Br. aus, erreicht auch im Süden auf der La-Plata-Seite den vierzigsten Parallel, während sie allerdings auf der afrikanischen Seite unter steil nach Nordost ansteigendem, St. Helena berührendem Verlaufe der Grenze sogar noch nördlich des Wendekreises ihr Ende bei der Großen Fisch-Bucht findet (Fig. 79). In der Hauptsache begegnen wir, wie schon der Name andeutet, überall warmem Wasser und geringen, über riesigen Flächen sogar verschwindend kleinen Änderungen der Temperatur des Wassers und der Luft im Laufe der Jahreszeiten; es ist der tropische Atlantische Ozean im wahren Sinne des Wortes. An diese Tierregion gebunden hält sich unter den

Fischen der Fliegende Fisch, *Exocoetus evolans*, der darum geradezu als das typische Meerestier der Warmwasserzone gelten darf[13]. Gewiß wird er, gar nicht selten, auch außerhalb der eben beschriebenen Grenzen beobachtet; aber nach der überwiegenden Mehrzahl aller Meldungen, die während mehr als 1000 Schiffsreisen bei der Seewarte in Hamburg im Laufe mehrerer Jahre eingegangen sind, verlaufen die polaren Grenzen des eigentlichen Verbreitungsgebietes der Fliegenden Fische im ganzen doch derart scharf, daß sogar eine unverkennbare Verschiebung ihres Vorkommens vom Sommer zum Winter auf der Nord- und Südhalbkugel sich ergibt (Tafel XXVI). Im nördlichen

Sommer ziehen die Fliegenden Fische mit dem Golfstrom fast bis zur Südkante der Neufundland-Bank und gelangen da oft bis in die unmittelbare Nachbarschaft der Eisberge des Labradorstromes; sie halten sich an durchschnittlich 22° warmes Wasser und werden bei den Azoren und bis zur Gibraltar-Straße gesehen — im Mittelmeer lebt wieder eine besondere Art. Im nördlichen Winter aber verläuft die Grenze des häufigeren Vorkommens auf 35° N-Br. von Westen nach Madeira zu und folgt einer Wassertemperatur von 20° bis 18° C. Eine noch größere Verschiebung finden wir im Südatlantischen Ozean; im südlichen Sommer deckt sich die polare Grenze genau mit der Südgrenze der hier geschilderten Warmwasserregion bei Temperaturen von 20° bis 23°, im südlichen Winter aber liegt sie durchschnittlich 10 Breitengrade nördlicher, indem dann die Fliegenden Fische zwar an der brasilianischen Küste bis zur Höhe von Rio Grande do Sul auf 30° S-Br. auftreten, in der Mitte des Ozeans aber meist sogar noch nördlich von Ascension verbleiben, also 5° S-Br. daselbst nicht überschreiten! Der äußerst charakteristische Verlauf der mittleren Verbreitungsgrenze dieser Tiere hier auf südlicher Breite wird durch das, was wir in Kap. V über die Wärme- und Stromverhältnisse des Südatlantischen Ozeans kennen lernten, verständlich; diese Fische meiden das kühle Wasser der Benguelaströmung, folgen aber dem warmen der Brasilienströmung. Im allgemeinen dürfen wir 20° C als durchschnittliche Temperaturgrenze betrachten.

Wohl jedem, der einen tropischen Ozean querte, sind die Fliegenden Fische zu Gesicht gekommen, wenn sie, verfolgt vom Delphin oder aufgeschreckt vom nahenden Schiff, schwirrend über das Wasser gleiten; sie sind überall zahlreich und echte Hochseebewohner. Wem das Glück wohl will, der erblickt vielleicht auch ein Exemplar des gewaltigen, sonderbaren Mondfisches oder eine der prächtig in grün, rot und gelb schimmernden großen Goldmakrelen, *Coryphaena*. Auch sonst fehlt es nicht an allerlei oft bizarr gestalteten, bunt gefärbten Fischen im tropisch-lauwarmen Wasser; wir nennen sie ebenso wie die große Gruppe der Haifische[13], um das Bild der Bewohner der atlantischen Warmwasserregion etwas zu vervollständigen, obwohl all diese Fische auch in den übrigen tropischen Ozeanen und öfters weit außerhalb der Grenzen der streng tropischen Gebiete vorkommen.

Überraschend weit dehnt sich das Verbreitungsgebiet des Aales, *Anguilla vulgaris*, wenn anders die Ergebnisse neuester Meeresforschungen von J. Schmidt und J. Hjort richtig gedeutet sind[14]. Wir kennen den Aal im allgemeinen zunächst als Süßwasserfisch der mittleren geographischen Breiten in Europa und in Nordamerika; jedoch reicht sein Verbreitungsgebiet bis in den Golf von Mexiko und zu den westindischen Inseln, auch ist er überall im Mittelmeer, besonders in Ägypten, vorhanden, desgleichen bei den Azoren und Canaren. Wenn er hier bei den Tieren der atlantischen Warmwasserzone erwähnt wird, so geschieht dies im Hinblick auf die neuerdings festgestellte Tatsache, daß der Aal unsrer Seen, Teiche und Flüsse in Wirklichkeit ein Tiefseefisch des Atlantischen Ozeans ist, der nur den Überschuß seiner Brut an die Gewässer des festen Landes abgibt. Die Larven des Aales sind westlich von Irland in 1000 m Tiefe, nördlich von den Azoren in etwa 600 bis 800 m Tiefe, südwestlich von den Azoren in nur 400 bis 500 m Tiefe gefunden worden, wobei diese Larven zugleich immer jüngere Stadien darstellen, je südlicher sie auftreten. Der Schluß erscheint berechtigt, daß man die — bisher noch nicht bestimmten — Eier des Aales im tropischen Teile des Nordatlantischen Ozeans nahe der Oberfläche zu suchen hat. In der zentralen Sargassosee (§ 39, s. auch S. 268), halbwegs zwischen Bermudas und Azoren, dürfen also die Laichplätze

des Aales, der bekanntlich im Süßwasser niemals geschlechtsreif wird, vermutet werden. Wer hätte dies gedacht!

Im großen und ganzen ergibt sich, trotz des Vorkommens zahlreicher Fischarten, eine große Armut an Individuen in der Warmwasserregion. Verglichen mit den ungeheuren Reichtümern der nordatlantischen mittleren und höheren Breiten ist die Warmwasserregion wüstenhaft arm an Nutzfischen im landläufigen Sinne. Die Fischereien an den tropischen Küsten des Atlantischen Ozeans decken bei weitem nicht den örtlichen Bedarf. Man staunt, zu lesen, daß durch Schnelldampfer ein bedeutender Transport von in Eis verpackten Fischen ununterbrochen von Europa nach Südamerika, besonders nach Brasilien und Argentinien, vor sich geht. Wenn auch an der Küste von Marokko mehrere Hunderte portugiesischer und spanischer Fischer Makrelen, Seehechte u. a. m. fangen, wenn auch zwei deutsche Fischdampfer an der brasilianischen Küste stationiert sind, um dortige Häfen mit Frischfisch zu versorgen, wenn auch überall in Westindien und Westafrika von der einheimischen Küstenbevölkerung den Bewohnern des Meeres nachgestellt wird, so dürfte doch zutreffend bleiben, daß der tropische Atlantische Ozean selbst in seinen küstennahen Teilen fischarm ist im Kontrast zur Fülle der Tropennatur an Land.

Dies gilt nun nicht nur von den Fischen; die niedriger organisierten Lebewesen sind gleichfalls ärmlich entwickelt. Zwar treten uns nicht wenige charakteristische Arten von Planktonorganismen[15] entgegen, so gewisse Faden- oder Stabalgen, *Trichodesmium*, ferner die Radiolarien, zahlreiche Peridineen, Salpen, Pyrosomen, deren großer leuchtender Körper im nächtlichen Dunkel das Kielwasser des Schiffes blitzartig erhellt — alles vorwiegend Warmwasserformen; aber ihre Individuenzahl bleibt meist spärlich, verglichen mit der riesigen Produktionskraft der höheren Breiten.

Sargassosee. Einzig in seiner Art ist jedoch das im zentralen Gebiet des tropischen Atlantischen Ozeans sich ansammelnde Sargassokraut oder Golfkraut[16], *Sargassum bacciferum*, das, willenlos der Strömung überliefert, auch als Plankton gelten kann (Tafel XXVI). Diesen Beerentang hat Kolumbus gleich auf der ersten Reise entdeckt und recht gut beschrieben, besser jedenfalls als mancher Naturforscher späterer Zeit, dessen Phantasie große der Schiffahrt hinderliche Wiesen erblickt haben wollte. Davon kann auch nicht im entfernten die Rede sein; gewiß kommen lange in der Windrichtung angeordnete Streifen Tang, auch kleine geschlossene wiesenartige Anhäufungen vor, aber die einzeln treibenden Büschel sind die Regel. Am häufigsten findet sich das Sargassum in einem zwischen 25° und 35° N-Br. gelagerten Oval, das von den Bermudas bis nach dem 40. Längengrad reicht, also in dem stromstillen Zentralgebiet, das die atlantischen Strömungen umkreisen; es unterliegt keinem Zweifel, daß die Tangbüschel von der Brandung, zumal bei Stürmen und Orkanen, an den westindischen Gestaden, wo das Sargassum als Strandpflanze häufig wächst, losgerissen werden, dann durch den Äquatorial- und Golfstrom nach Nordwesten und Nordosten mitgenommen werden, bis sie an der rechten Kante des Golfstromes rechts abkurvend nach Süden und Südosten heraustreiben und sich in der Mitte des Ozeans ansammeln. Hier mögen sie mehrere Jahre sich halten, ehe sie ganz allmählich absterbend zur Tiefe sinken; es ist ein zwar geringes, aber doch deutliches Wachstum der Büschel auch in der Sargassosee festgestellt, niemals aber ein Fruchttragen. Hohle, weiße Zweige gehören abgestorbenen Teilen an; die noch lebenden Krautbüschel besitzen eine goldolive bis braungelbe Färbung und geben zum kobaltblauen Wasser des tropischen

Meeres einen anmutigen Farbenkontrast. Reich und charakteristisch ist die Fauna, die in durchweg kleinen Formen diesen Beerentang als Wohnstätte benutzt; Hydroidpolypen, Röhrenwürmer, Muscheln, kleine Krebse, Moostierchen u. a. sind entweder darauf festgewachsen oder angeheftet oder kriechen auf ihm umher, und in fast allen Fällen hat eine Anpassung an die gelbbraune Farbe des Sargassum stattgefunden, so daß man nach dem Aufholen des Büschels gar nicht sofort die artenreichen Lebewesen sieht, die er beherbergt.

Kein andrer Ozean, auch der Südatlantische Ozean nicht, besitzt eine ähnliche Ansammlung von Beerentang, wie sie gerade den landfernsten Teilen des Nordatlantischen Ozeans eigen ist. In den höheren südlichen Breiten aller Ozeane finden wir zwar den Birnen- oder Riesentang[17], *Macrocystis pyrifera*, verbreitet, aber er sammelt sich nirgends in einem Zentralgebiet an. Die im Südatlantischen Ozean von den Seeleuten häufig gemeldeten Seetange wachsen hauptsächlich an der Ostküste Patagoniens und des Feuerlandes, wo nach Darwins Schilderung einzelne Pflanzen eine Länge bis zu 300 m erreichen können; sie werden, losgerissen, von der Falklandströmung mitgenommen. Auch an der brasilianischen und an der südwestafrikanischen Küste scheinen sie nicht selten vorzukommen.

Korallen. Innerhalb der Warmwasserregion treten uns endlich unter den niederen Tieren die Kolonien der riffbauenden Korallen[18] entgegen; wie Tafel XXVI erkennen läßt, beschränkt sich ihr Vorkommen auf die westlichsten Teile des Atlantischen Ozeans. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in den westindischen Gewässern, wo Korallen sowohl die Festlandsküsten als auch die Küsten der Großen und Kleinen Antillen umziehen; auf den Riffen der Bahamas gelangen sie zu einem Höhepunkt der Entwicklung, aber auch die Ost- und Südküste Floridas ist von ihnen umgürtet, dank den warmen Fluten des Golfstromes. Das ganz vereinzelte, 1800 km von der westindischen Inselflur mitten in freier See gelegene, vielgestaltige Riff der Bermudas-Gruppe[19] dankt seine Entstehung gleichfalls dem Warmwasser des Golfstromes und der Sargassosee, die, wie uns § 39 zeigte, auch in der Tiefe der am besten durchwärmte Teil des ganzen Atlantischen Meeres ist. Auf der südlichen Halbkugel bewohnen die Korallen, deren Riffkolonien die Küste Nord- und Ostbrasiliens von Ceará bis nahe an Kap Frio umsäumen, ebenfalls die vergleichsweise wärmsten Wassergebiete. Der Korallengürtel ist hier schmal, nur nahe der Südgrenze, bei den Abrolhos-Bänken, deren Bodengestalt S. 103 und 104 geschildert wurde, verbreitert er sich. Etwas abseits gelegen, aber doch immerhin nur 400 km vom südamerikanischen Kontinentalrand entfernt treten noch Riffe rings um die hochragende Insel Fernando Noronha und um die niedrigen kleinen Rocas-Inselchen auf.

Von den Bermudas-Riffen abgesehen, die im Winter von nur 19 bis 20° warmem Wasser umspült werden, sinkt die Wassertemperatur bei den Riffkolonien in der kalten Jahreszeit der betreffenden Gegend niemals unter 22 bis 23°; wenn gleichwohl gewaltige Strecken atlantischer Küsten, die auch dieser thermischen Eigenschaft sich erfreuen, z. B. die südamerikanische Küste zwischen Trinidad und Pará und ferner die gesamten westafrikanischen Gestade, in so auffälliger Weise der zierlichen Korallenbauten bar sind, so haben wir hierin die Folge der weitgehenden Verschlammung und Ansüßung jener Gebiete durch die großen Festlandströme des Orinoco, Amazonas, Niger, Gabun, Kongo usw. zu sehen. Nicht nur Wärme, auch Reinheit und hoher Salzgehalt des Seewassers sind Voraussetzung für die Existenz von Korallenriffen.

Im ganzen bleiben die atlantischen Korallen an Reichtum der Arten und Üppigkeit der Entwicklung der Riffe weit zurück hinter denen des Indischen und Stillen Ozeans oder gar des Roten Meeres. In charakteristischer Weise überwiegen auf den westindischen Riffen die Hornkorallen oder Gorgoniden. Atolle fehlen, nur Strand- und Barrierriffe treten uns entgegen, die eine felsige Unterlage mit vergleichsweise dünnem Überzug bedecken.

Wale. Mit kühnem Sprung wenden wir unsre Gedanken von den zierlichen, in Millionen Individuen auftretenden Korallenpolypen zu dem plumpen, urgewaltigen, aber sehr seltenen Potwale, *Physeter macrocephalus*. Er ist der typische Warmwasserwal, der, von ganz wenigen Ausnahmefällen abgesehen, im Atlantischen Ozean 40° N-Br. und 30° S-Br. polwärts nicht überschreitet; zugleich der größte aller Zahnwale: erreichen doch die männlichen Exemplare eine Länge bis 25 m und ein Gewicht bis zu 2000 Zentner. Da der Potwal oder Kaskelott neben einem besonders feinen Tran das wertvolle Walrat und manchmal den geradezu kostbaren Amber (eine wachsartige, in der Parfümerie überaus geschätzte Masse) liefert, so wird diesem Tropenwal noch heute nachgestellt, hauptsächlich von einem Dutzend amerikanischer Schoner, die in Newhaven zu Hause sind. Von jeher war der Potwalfang nahezu eine amerikanische Domäne; um 1770 gingen 125, um 1837 sogar 600 Schiffe auf den Fang fast allein dieses Wales aus. Allerdings beschränkten diese amerikanischen Jäger ihre Fahrten schon damals nicht auf den Atlantischen Ozean. Heutzutage sind die in Fig. 80 angegebenen Potwalgründe durchweg arm geworden; so verstreut, wie sie über den tropischen Ozean liegen, so verstreut sind im allgemeinen auch die einzelnen Herden. Ausnahmsweise werden aber noch heute reiche Fänge erzielt; so wurden bei der Insel Anno Bon, westlich von der Niederguinea-Küste, 1909 von Norwegern nach einem Berichte etwa 500 (?) Potwale erbeutet; dabei haben die Walfänger nur das Walrat und den Amber übernommen, alles andre der See überlassen: eine arge Verwüstung der Naturschätze des Meeres. Mit unübertrefflicher Meisterschaft hat Fürst Albert von Monaco den Fang und das blutige Ende eines solchen Riesen des Meeres aus dem Bereich der Azoren geschildert[20].

Viel häufiger als der Potwal wird der Butzkopf, *Orca gladiator*, sichtbar, von weitem schon kenntlich an der hochaufragenden, senkrecht gestellten Rückenflosse. Der Butzkopf, bis 9 m lang, erscheint fast immer in größeren Scharen, so z. B. bei den Kapverdeschen Inseln, und ist äußerst angriffslustig und gefräßig; fällt er doch Delphine und selbst große Wale an. Der gewöhnliche, spitzschnauzige Delphin, *Delphinus delphis*, von den Seeleuten „Springer" genannt, tritt auch in dem tropischen Teile unsres Ozeans besonders zahlreich auf, obwohl er nicht auf ihn beschränkt ist; er jagt die Fliegenden Fische, unermüdlich begleitet er den schnellsten Dampfer und wird dadurch dem, der das Meer befährt, leicht bekannt als der zwar kleinste, aber zugleich häufigste aller Zahnwale.

Vögel. Und wie steht es endlich mit den befiederten Bewohnern der atlantischen Warmwasserregion? Im ganzen schweben nur wenige Vögel über dem tropischen Meere; falls nicht Landvögel in größeren Scharen durch ablandige Stürme oder durch starken Passat auf die See hinaus verschlagen werden, ist es überaus einsam in den ungeheuer weiten, riesigen Räumen des Luftmeeres der heißen Meereszone. Keine Spur mehr von den Vogelbergen der mittleren und hohen nordischen Breiten; Tölpel und Möwen sind verschwunden. Einen gewissen Ersatz in der Nähe kleiner Inseln

bietet aus der artenreichen Familie der Seeschwalben die nur selten weit vom Lande sich entfernende kleine Trauerseeschwalbe, *Sterna fuliginosa,* von schwarzbrauner Farbe mit weißlichem Bauch; ihre Nistkolonien beleben Ascension. Strenger an die Tropen und Subtropen halten sich zwei andre für die warme Zone aller Meere typische Vögel, nämlich der zierliche Tropikvogel, *Phaëton aethereus,* und der bis zu 1 m große Fregattvogel, *Fregata aquila.* Beiden gemeinsam sind sehr lange, das Schwanzende überragende Flügel; bei dem Tropikvogel ragen aber zwei einzelne Schwanzfedern noch wieder über die Flügelenden weit hinaus, so daß das Tier hieran leicht kenntlich wird. Beide Vögel sind Meister des Fluges; rüttelnd stehen sie an einer Stelle hoch in der Luft, um dann plötzlich jäh in das Wasser auf ihre Beute hinabzustoßen. Der große Fregattvogel im besonderen ist so schnell und ausdauernd im Flug, daß er vielleicht nicht einmal vom Albatros darin übertroffen wird.

Die Zahl der Einzeltiere bleibt aber immer eine geringe; man kann mehrere Male das tropische Meer durchqueren, ohne einen Tropik- oder Fregattvogel zu Gesicht zu bekommen. Die Armut an Vögeln verliert sich mit einem Schlage, wenn wir die südliche oder polare Grenze der Warmwasserregion auf einer von Südbrasilien nach der Großen Fisch-Bucht gezogenen Linie überschreiten. Nirgends im ganzen Atlantischen Ozean begegnen wir wieder einer ähnlich scharfen, tiergeographischen Scheidelinie wie hier. Im besonderen die Vogelwelt gewinnt an Arten- und Individuenreichtum in der

§ 67. **Südatlantischen Übergangsregion**

eine derartige Vorherrschaft über alle sonstigen in dem Gebiet auffallenden Lebewesen, daß man diese Region geradezu als die Region der

Vögel, insonderheit der Sturmvögel, bezeichnen kann. Das Südatlantische Übergangsgebiet, im wesentlichen zwischen 30° und 50° S-Br. gelegen, deckt sich zu einem großen Teil mit den Gegenden, in denen jahraus, jahrein die braven Westwinde (S. 221 und 222) vorherrschen. Diese stürmische Zone ist die Heimat des Albatros, *Diomedea exulans,* der das südatlantische Meer vom Wendekreis bis nahe an die Eisgrenze beherrscht. Von jeher hat sein Flug die Bewunderung aller Seefahrer und Reisenden erregt; je heftiger der Wind, desto sicherer, desto kühner und eleganter werden seine Bewegungen. Tag und Nacht sich wiegend, folgt er mühelos dem vor dem Weststurm „lenzenden" Schiffe (S. 282); ein gefangener und gezeichneter Albatros begleitete sechs Tage und sechs Nächte über eine Strecke von wenigstens 1500 km das durchschnittlich mit 10 km Stundengeschwindigkeit segelnde Fahrzeug. Nur bei schönem, ruhigem Wetter sieht man ihn wohl auch ruhend auf dem Wasser sitzen. Aus mehreren hundert Meldungen deutscher Schiffe ergibt sich, daß an der afrikanischen Seite seine äquatoriale Grenze zu allen Jahreszeiten etwa in der Höhe der Großen Fisch-Bucht oder des südwestafrikanischen Kap Frio (16° bis 18° S-Br.) liegt, auf der amerikanischen Seite aber um mehr als zehn Breitengrade zwischen Winter und Sommer schwankt (Tafel XXV). Während man daselbst im südlichen Winter schon von 20° S-Br. ab auf sein Erscheinen rechnen kann — einzelne, sich verfliegende Exemplare werden hier nicht berücksichtigt —, überschreitet er im südlichen Sommer die Breite von Rio Grande do Sul nach Norden zu im allgemeinen nicht. Hieraus spricht eine überraschend starke Beeinflussung seines Verbreitungsgebiets durch die Wetterverhältnisse, ganz ähnlich, wie für die Fliegenden Fische durch die Wassertemperatur. Doch gehen die

letzteren an der brasilianischen Küste erheblich weiter südwärts als der Albatros nordwärts, so daß man also hier nicht sagen kann: da, wo der Fliegende Fisch aufhört häufig zu sein, beginnt der Albatros ständig zu erscheinen. Dieser Satz gilt aber für die Wetter- und Tiergrenze beim afrikanischen Kap Frio ziemlich streng. Von diesem Kap Frio aus zieht auch, ungefähr der des Albatros folgend, die Äquatorialgrenze der

Kaptaube, *Daption capense*, in westlichem Verlaufe hinüber zum brasilianischen Kap Frio. Der buntgefleckte hübsche Vogel darf als der zweitwichtigste und zugleich häufigste der Südatlantischen Übergangsregion gelten; meistens erscheint er gemeinschaftlich mit dem Albatros, zänkisch um die vom Schiffe geworfenen Bissen mit seinem großen Genossen sich streitend. Während aber der Albatros das Eis meidet und eine deutliche polare Grenze einhält, die etwa von 60° S-Br. in der geographischen Länge des Kap Horn ostnordostwärts nach der Bouvet-Insel verläuft, begegnen wir der Kaptaube auch außerhalb der Übergangsregion im Südlichen Eismeer selbst; sie begleitet uns bis zum antarktischen Festland. Der Albatros brütet auf den kleinen Inseln der Westwindzone, einschließlich der Falkland-Inseln und Süd-Georgiens, und deshalb trifft ihn der Reisende auf den gewöhnlichen Schiffahrtslinien zu allen Jahreszeiten auf See. Anders die Kaptaube; sie verschwindet im südlichen Sommer so gut wie ganz aus dem Bereich des Weltverkehrs, da sie um diese Zeit weit im Süden, auf der Bouvet-Insel, auf den Süd-Orkneys und dem Südpolarland dem Brutgeschäft obliegt.

Zum weißen Albatros und zur Kaptaube der Westwindzone gesellt sich der braune Albatros, *Diomedea fuliginosa*, sodann die Riesenraubmöwe, *Scercorarius antarcticus*, die Sturmschwalben, Entensturmvögel, *Prion*, und endlich der räuberischste und gefräßigste aller Sturmvögel, der Riesensturmvogel, *Macronectes giganteus*, der wie die Geier der Wüste von Aas aller Art lebt, aber auch lebende Tiere, z. B. Seeelefanten, Robben und Pinguine anfällt und selbst Menschen gefährlich geworden ist.

Zum Bilde der Sturmvögel in den mittleren südatlantischen Breiten fügen sich noch, die Vogelwelt immer weiter an Individuen vermehrend, Möwenarten, so die Dominikaner- oder südliche Heringsmöwe, *Larus dominicanus*, welche gleich häufig zwischen der Mündung des La Plata und Kap Horn wie zwischen der Walfisch-Bucht und dem Kap der Guten Hoffnung sich zeigt, ferner Tölpelarten, z. B. *Sula capensis*, die Seegans, die an der südwestafrikanischen Küste auf einzelnen Inseln im Sommer zu Hunderttausenden nistet und durch ihre dichtgedrängten Scharen das Land weiß wie ein Schneefeld erscheinen läßt; endlich aber die Pinguine. Sind sie zwar die eigentlichen Charaktervögel der antarktischen Tierregion, so begegnen wir ihnen doch schon, wie den Kaptauben, in der Großen Fisch-Bucht unter 16° S-Br.! So gewaltig ist im östlichen Südatlantischen Ozean die abkühlende Wirkung des nordwärts ziehenden kalten Stromes (S. 147), so stark die lokale Erniedrigung der Luft- und Wassertemperatur an der Küste unserer südwestafrikanischen Kolonie, daß es den Pinguinen ermöglicht wird, bis über den Wendekreis nach Norden sich auszubreiten. Der Brillenpinguin, *Spheniscus demersus*, findet hier unter den zahlreichen Fischen des kalten Küstenwassers seine Nahrung[21]; auf Tristan da Cunha lebt der Schopfpinguin, *Eudyptes chrysocome*, auf den Falklands und Süd-Georgien der Eselspinguin, der „Jonny" der Walfänger, u. a. m. Die äquatoriale Grenze aller Pinguingattungen läuft wiederum in der uns von der Albatros- und der Kaptauben-Grenze schon bekannten WSW—ONO-Richtung quer über den Südatlantischen Ozean und scheint ebenfalls einer erheblichen Verschiebung mit den Jahreszeiten zu unterliegen (Tafel XXV).

Fische. Reich an Fischen sind wohl die patagonischen Küstengewässer, doch ist bisher nichts Näheres bekannt. Einer gründlichen Untersuchung bedürfen auch noch die jedenfalls sehr guten Fischgründe auf der schmalen Bank vor der ganzen südwestafrikanischen Küste[22]; jeder Kommandant unsrer Kriegsschiffe, die dort stationiert sind, berichtet erstaunt über die gewaltigen Fischmengen, und CHUN[23] hat in äußerst lebensvoller Weise die riesigen Ansammlungen der Nutzfische in der Großen Fisch-Bucht geschildert. Die bisherige Ausnutzung dieser Schätze des Meeres gerade an der westafrikanischen Küste steht meist noch auf denkbar niedrigster Stufe; nur im Bereich der Kapkolonie sind etwa ein Dutzend Fischdampfer und dreihundert kleine Segler regelmäßig tätig. Im wesentlichen werden verschiedene Arten großer Meerbrassen und Meeräschen, dann eine bis zu 1 m große *Sciaena*-Art gefangen, ferner der Südliche Hering, Makrelen u. a. Die Laichzeit und damit die beste Fangperiode liegt in den Monaten des südlichen Frühjahrs und Sommers.

Auch **Wale** werden an dieser Küste häufig beobachtet, da sie den Fischen folgen. Zwei amerikanische Walfangschiffe fanden 1906 auf der Strecke zwischen dem Kongo und Kapstadt lohnende Beschäftigung, indem hier sowohl noch der Potwal ab und zu als auch der Kapwal, *Eubalaena australis,* und der Buckelwal sich finden; 1909 wurden an der Küste von Portugiesisch-Angola sogar 230 Wale mit einem Ertrag von 625000 kg Tran erbeutet. Dies ist dasselbe Jahr, in welchem weiter nördlich, bei Anno Bon, viele Potwale erlegt wurden (S. 270). Im ganzen dürften jedoch die Wale im mittleren Südatlantischen Ozean niemals annähernd so zahlreich an Exemplaren vorhanden gewesen sein wie vor 200 bis 300 Jahren in den entsprechenden Breiten des Nordatlantischen; dies trifft jedenfalls auch zu für die

§ 68. Antarktische Region.

Denn auch in dem hohen Süden ist, selbst wenn man annimmt, daß in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts während des Höhepunktes der Walfängerei der Vereinigten Staaten hier eine starke Verfolgung stattgefunden hat, doch der Walfang stets nur dadurch wirklich lohnend geworden, daß von Anfang an in rücksichtslosem Vernichtungskrieg gleichzeitig alles andre Getier, das Tran oder Felle hergeben konnte, miterbeutet ward. Wenn heute auf Süd-Georgien norwegische und argentinische Fangstationen bestehen, wenn von Punta Arenas in der Magellan-Straße, von Port Stanley auf den Falkland-Inseln nicht wenige Walfanggesellschaften arbeiten, die das Südliche Eismeer absuchen lassen[24], so gilt der Betrieb eben nicht bloß den Blauwalen, die zurzeit in größerer Zahl bei Süd-Georgien auftreten, ferner den Buckelwalen und Südwalen, sondern besonders auch den großen Säugern an Land, den harmlosen

Seeelefanten, *Cystophora proboscidea,* den Seeleoparden, *Stenorhynchus leptonyx,* und der wertvollen Pelzrobbe, *Otaria ursina,* einer Ohrenrobbe, die stets in grausamster Weise ohne Rücksicht auf junge Tiere oder Trächtigkeit der Weibchen zu Hunderten abgeschlachtet wird, sofern sie noch in solcher Zahl gefunden wird. Der durch seine kühnen und glücklichen Fahrten bekannt gewordene WEDDELL hat 1821/22 allein bei den Süd-Shetlands-Inseln 320000 Pelzrobben geschlagen; und die neueren Versuchsreisen kaufmännischer Art, die Fahrten eines DALLMANN, eines LARSEN u. a. (S. 19) haben immer wieder ergeben, daß nicht Wale, sondern Robben in größeren Mengen die antarktischen Gewässer bewohnen[25]. Dazu kommen allerdings noch, in ungezählten Mengen vorhanden, die

Pinguine, die viel entschiedener als die Alken für den hohen Norden den Charaktervogel des hohen und höchsten Südens darstellen. Meerestiere im vollen Sinne des Wortes, besuchen die Pinguine das Land nur zur Fortpflanzungszeit, versammeln sich dann in oft ungeheuren Scharen an einsamen Gestaden und auf öden Felseneilanden, wo sie ihre Eier auf den flachen Erdboden legen oder Nester aus Gras und Steinen aufschichten. Außerhalb der Brutzeit halten sie sich auf der See oder auf treibenden Eisschollen auf; man hat sie in über 400 km Entfernung vom Lande auf Eisbergen angetroffen[26]. Unter den drolligen, meist aufrecht stehenden nnd gravitätisch watschelnden, mit ihren Flügelstumpfen schlagenden Pinguinen unterscheidet man etwa 17 Arten, von denen einige schon durch auffällige Größenunterschiede sich herausheben.

Der wichtigste und spezifisch antarktische kleine Pinguin ist der Adeliepinguin, *Pygoscelis adeliae*, der etwa $^{3}/_{4}$ m lang wird und schon auf den Süd-Orkney-Inseln massenhaft auftritt, dann besonders auf dem Graham-Land. Als der nächsthäufige darf *Pygoscelis antarctica* gelten, der von den Falklands und Süd-Georgien bis zur Bouvet-Insel nachgewiesen ist. Der schon S. 272 erwähnte hübsche Schopfpinguin und auch der große Königspinguin, *Aptenodytes patagonica*, bevorzugt mehr die Grenzgebiete der antarktischen und der Übergangsregion, also die Magellan-Straße, das Feuerland, die Falkland-Inseln und Süd-Georgien. Dagegen verläßt der größte unter ihnen, der über 1 m lange, schwere Kaiserpinguin, *Aptenodytes forsteri*, nie das Eismeer, er bewohnt die allersüdlichsten Teile des Atlantischen Ozeans sowie das angrenzende südpolare Festland; er ist, wenn man so will, der strengste Vertreter des eisigen Südens, brütet er doch gerade während der polaren Winternacht im August. Es wird ja stets nur wenigen Menschen vergönnt sein, das Tierleben dieser fernsten Teile des Atlantischen Meeres mit eignen Augen zu beobachten; um so lebhafterem, allgemeinem Interesse begegnen die Schilderungen der Südpolarfahrer, die uns die eigenartigen und in der Anpassung an eine überaus harte Natur lehrreichen Verhältnisse antarktischer Lebewesen nahebringen.

Literaturnachweis zu den Bezirken der Lebewesen des Atlantischen Ozeans, einschl. Fischerei.

[1] Zweierlei Gesichtspunkte werden benutzt, um die Kontinente (und Ozeane) in tiergeographische Regionen zu teilen. Der ältere verfolgt eine empirisch-statistische Methode, sucht aus einer Summe von ähnlichen, typischen Formen und deren Verbreitungsgebieten eine gemeinsame „Region" zu erfassen, wobei hauptsächlich die höher organisierten Tiere Berücksichtigung finden (Wallace). Neuere Tiergeographen, besonders scharf A. Ortmann in seinen Grundzügen der marinen Tiergeographie (Jena 1896), legen als Einteilungsprinzip die physikalischen und klimatischen Bedingungen der verschiedenen Lebensbezirke zugrunde, wobei sie im Meere zwischen Flachsee, Hochsee und Tiefsee unterscheiden und innerhalb dieser Bezirke die Grenzen nach Regionen wesentlich an der Hand der Temperaturverhältnisse ziehen. Man kann theoretisch zugeben, daß ein Versuch, hinsichtlich ihrer Verbreitungsmittel verschieden sich verhaltende Tiergruppen gemeinsam zu behandeln, bedenklich ist; aber eine auf geographische Charakterbilder abzielende Übersicht verlangt eine andre Ausführung als eine streng zoologische Untersuchung. Hier ist ein Mittelweg eingeschlagen; die Grenzen sind in Anlehnung an Ortmann gezogen. Vgl. auch J. Walther, Bionomie des Meeres. I. Jena 1893. — [2] Für diese und alle andern Vögel des Meeres ist die neueste und beste Übersicht von A. Reichenow, Die Meeresvögel der östlichen Erdhälfte, gegeben (Deutsche Südpolar-Expedition, IX. Bd., S. 437—567, Berlin 1908). — [3] E. Vanhöffen in Grönland-Expedition, II Bd., S. 54, Berlin 1897. — [4] Derselbe, ebenda S. 61. — [5] J. Hjort, Fiskeri og Hvalfangst. Berge. 1902. Ältere Angaben von H. Bolau in Kap. XIV der 2. Aufl. des Segelhandbuchs f. d. Atlantischen Ozean, Hamburg 1899. — [6] Für die Geschichte des Grönland.

walfanges vgl. M. LINDEMAN, Die arktische Fischerei der deutschen Seestädte 1620—1868 in Peterm. Geograph. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 26, Gotha 1869; M. LINDEMAN, Die gegenwärtige Eismeerfischerei und der Walfang in Abhandlungen des Deutschen Seefischereivereins, Bd. IV, Berlin 1899. — [7] Vgl. auch VANHÖFFEN a. a. O. S. 31. — [8] Derselbe, ebenda, S. 24 ff. — [9] Derselbe, ebenda, S. 123. — [10] M. LINDEMAN, Die Seefischereien 1869—1878 in Peterm. Geograph. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 60, Gotha 1880. Für Norwegen vgl. das für die Weltausstellung zu Paris verfaßte amtliche Werk La Norvège, Kristiania 1900: S. 364 ff. les pêches par J. HJORT. Für Amerika: The fisheries of the U. S., Section III: The fishing grounds by R. RATHBUN, Washington 1887. Für Statistik über Erträgnisse der europäischen Fischereien s. die von der internationalen Meeresforschung durch H. KYLE herausgegebenen jährlichen Bände (Kopenhagen seit 1906). — [11] WALTHER, a. a. O. S. 35 ff. — [12] A. STEUER, Planktonkunde, S. 465—499, bes. S. 498, 642, 678, Leipzig und Berlin 1910. — [13] Vgl. das lehrreiche, mit vielen Abbildungen versehene Büchlein von C. APSTEIN, Tierleben der Hochsee, S. 54, Kiel 1905. Auch die Wale, Haifische und andre hier genannten Bewohner des Meeres sind daselbst kurz und doch anschaulich beschrieben. — [14] JOHS. SCHMIDT, Contributions to the life-history of the eel; S. 137—274 in vol. V der Rapports et procès-verbaux du Conseil permanent international pour l'exploration de la mer, Copenhague 1906. J. HJORT in Nature, 24. Nov. 1910. Vgl. auch Peterm. Geograph. Mitteil., 1911, Taf. 15. — [15] Vgl. Nr. [12] und [13]. — [16] O. KRÜMMEL, in der Reisebeschreibung der Plankton-Expedition, Kiel 1892, S. 105 bis 134, gab die grundlegende neue Beschreibung der Sargassosee; kurz auch in seinem Handbuch der Ozeanographie, II. Bd., S. 588, Stuttgart 1911. — [17] P. ASCHERSON, Die geograph. Verbreitung der Seegräser, in NEUMAYERS Anleitung zu Beobachtungen auf Reisen, II. Bd., 2. Aufl., S. 191 ff., Berlin 1888. — [18] LANGENBECK, Die Koralleninseln, Leipzig 1890. HARTMEYER, Die westindischen Korallenriffe, in Meereskunde, II. Bd., Heft 2, Berlin 1909. — [19] O. KRÜMMEL, s. unter Nr. [16], S. 70 ff. — [20] A. VON MONACO, Eine Seemannslaufbahn, S. 249 ff., Berlin 1901. [21] L. SCHULTZE, Die Fischerei an der Westküste Südafrikas. Abhandlungen des Deutschen Seefischereivereins, Bd. IX, Berlin 1907. — [22] S. Nr. [21]. — [23] CHUN, Aus den Tiefen des Weltmeeres, S. 127, Jena 1900. — [24] Mitteilungen des Deutschen Seefischereivereins 1908, S. 315 ff. — [25] S. Nr. [6], 2. Angabe, S. 100 ff. (Berlin 1899). — [26] REICHENOW (s. Nr. [2]) S. 508.

Kapitel VIII.

Der atlantische Verkehr, seine Wege und Hilfsmittel.

„Die See ist die Hochstraße des Erdballs. Die See ist der Paradeplatz der Nation. Die See ist der Tummelplatz der Kraft und des Unternehmungsgeistes für alle Völker der Erde, und die Wiege ihrer Freiheit. Die See ist die Gemeindetrift, auf welche alle Nationen ihre Herden zur Mastung treiben. Wer an der See keinen Anteil hat, der ist ausgeschlossen von den guten Dingen und Ehren der Welt — der ist unsres lieben Herrgotts Stiefkind."

Mit diesen Worten, die s. Z. vielfach unverstanden blieben oder mißverstanden wurden, heutzutage aber uns aus der Seele gesprochen sind, hat Friedrich List[1], der Vorkämpfer für Deutschlands Größe zur See in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts, die wirtschaftliche Bedeutung und erzieherische Kraft des Weltmeeres unübertrefflich gekennzeichnet. Die Worte sind eine lapidare Umschreibung der Wichtigkeit des Seeverkehrs für alle an den Gestaden des Ozeans sitzenden Kulturnationen. Die Darstellung nun der Wege, auf denen dieser Seeverkehr sich vollzieht, und die Schilderung der Abhängigkeit der Lage der transozeanischen Verkehrswege von den natürlichen Verhältnissen des Weltmeeres sind echt geographische Aufgaben, und wenn Fr. Ratzel[2] sagt, daß Verkehrswege „Tatsachen der Erdoberfläche und zugleich Symbole der Beziehungen zwischen entlegenen Gruppen von Menschen seien," so müssen in der örtlichen Lage auch der atlantischen Seeverkehrswege neben den rein wirtschaftlichen Bedingungen die geographischen, d. h. die von der Natur vorgezeichneten Verhältnisse zum Ausdruck kommen.

§ 69. Die transatlantischen Segelschiffswege in ihrer geographischen Bedingtheit.

I. Allgemeines.

Die Gegenwart richtet, soweit sie dem Verkehr auf dem Meere Aufmerksamkeit schenkt, ihr Interesse vorzugsweise auf die Dampfschiffahrt, deren Ausbreitung und technischen Fortschritte sorgsam und in weiten Kreisen verfolgt werden. Demgegenüber bildet die transatlantische Segelschiffahrt, die „Große Fahrt" auf Seglern, für die meisten ein Buch mit sieben Siegeln; gewöhnlich hört man die Meinung, dieser Verkehrszweig sei ausgestorben, jedenfalls nicht mehr von wirtschaftlicher Bedeutung. Diese Anschauung, vorzugsweise wohl durch den Umstand veranlaßt, daß der Hochseesegler aus der Beförderung von Passagieren allerdings sich verdrängt sieht, ist jedoch unrichtig. Gewiß führt die transatlantische Segelschiffahrt nur noch ein sehr bescheidenes Dasein: immerhin wird auf nicht absehbare Zeiten hin zur Beförderung billiger Massenartikel wie Salpeter, Getreide, Kohle, Holz usf. das moderne Segelschiff noch Verwendung

finden: das moderne Segelschiff, indem hierunter nicht die alten hölzernen Barken und Vollschiffe noch der siebziger und achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts mit 500 bis höchstens 1500 Registertons*, sondern solche Fahrzeuge verstanden werden, die auf Grund der Fortschritte des neuzeitlichen Schiffbaues ihren Rauminhalt auf 2000, 3000, ja 4000 bis 5000 Registertons[3] erhöht haben, aus Eisen oder Stahl gebaut sind und drei bis vier voll getakelte Masten tragen. Diese Hochseesegler sind sehr seetüchtige Schiffe, sie vermögen bei günstigem Winde 12 Knoten, d. h. Seemeilen in der Stunde (also rund 20 km) oft Tage hindurch zu leisten, in Einzelfällen noch erheblich mehr.

Die zweite vorauszusendende Bemerkung ist, daß diese neuzeitliche Segelschiffahrt im allgemeinen nur noch einige wenige, ganz bestimmte Wege nutzbringend befährt; während vor 30 Jahren das transatlantische Segelschiff ziemlich gleichmäßig sowohl an den afrikanischen als an den amerikanischen Küsten erschien und somit unser Ozean kreuz und quer von den kleinen Barken durchfurcht wurde, auf denen die Freuden idealer Seefahrt, häufig aber auch heute kaum mehr gekannte Leiden des Seelebens zu Hause waren, ist der Verkehr der Gegenwart ungemein zusammengedrängt, und zwar derart, daß fast nur die großen Reisen nach dem fernen Osten, nach Indien, Ostasien und Australien, also um das Kap der Guten Hoffnung, ganz besonders aber die Reisen nach dem Westen, nach und von der Westküste von Südamerika, im Verkehr mit den chilenischen Salpeterplätzen, also um Kap Horn, eine wirtschaftlich bedeutsame Rolle spielen. In beiden Fällen, bei der Umseglung sowohl der Südspitze von Afrika wie der von Südamerika, ist der Atlantische Ozean nur das Durchgangsmeer. Atlantische Häfen sind, wenn wir von den europäischen Heimatshäfen und einigen nordamerikanischen Plätzen, wie z. B. New York und Philadelphia, absehen, heutzutage nur in sehr seltenen Fällen Zielpunkte der transatlantischen Segelschiffahrt; im besonderen hat der rege Verkehr mit Westafrika ganz aufgehört[4]. Zum zahlenmäßigen Nachweis dieser für die Geschichte der transatlantischen Schiffahrt bedeutsamen Entwicklung bringt die Tabelle für die zwei Jahre 1875 und 1905 die prozentische Verteilung der Reisen deutscher Segelschiffe im Verkehr mit den einzelnen Ländern, getrennt nach Ausreisen von Europa und Rückreisen nach Europa; und zwar sind die an den Gestaden des Atlantischen Ozeans gelegenen Länder einzeln aufgeführt, um den inneratlantischen Segelschiffsverkehr zu beleuchten, die Reisen dagegen, bei denen der Atlantische Ozean lediglich Durchgangsmeer war und das Ziel jenseits vom Kap Horn oder jenseits vom Kap der Guten Hoffnung lag, jeweils in einer Zahl zusammengefaßt (s. Tabelle S. 278).

Während also in der Mitte der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts von allen transozeanischen Reisen deutscher Segelschiffe 57—58% ihr Ziel oder ihren Ausgangspunkt innerhalb des Atlantischen Ozeans selbst hatten, ist 30 Jahre später dies nur noch bei 16—18% der Fall, und in den übrigen 83% der Reisen wird das Atlantische Meer heute nur auf der weitergehenden Fahrt um Kap Horn oder Kap der Guten Hoffnung in durchgehender Reise passiert.

Die Beschreibung nun der transatlantischen Segelschiffswege von einem maritimmeteorologischen und ozeanographischen Standpunkte wird ihre Abhängigkeit von den

* Die englische Registerton ist das gebräuchliche Raummaß für das Fassungsvermögen der Schiffe und = 2,82 Kubikmeter (100 engl. Kubikfuß).

Prozentische Häufigkeit der Reisen deutscher Segelschiffe im Atlantischen Ozean.

	Ostküste Nord-amerikas	Westindien und Golf von Mexiko	Brasilien	La Plata	Westafrika	Um Kap Horn und weiter	Um Kap d. Guten Hoffnung und weiter
	Ausreisen nach obigen Gegenden:						
1875	32	15	4	4	3	14	28
1905	7	5	4	1	1	64	18
	Rückreisen von obigen Gegenden:						
1875	34	15	2	2	4	20	23
1905	4	7	3	1	1	80	4

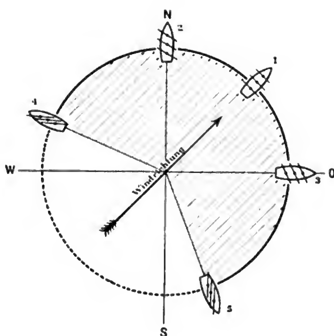


Fig. 81.
Die verschiedenen Stellungen eines Segelschiffes mit Rahen zum Wind.

großen Luft- und Meeresströmungen, wird ihre geographische Bedingtheit erkennen lassen; jede Krümmung in den aus Fig. 82 ersichtlichen Routen, jede Abweichung von der kürzesten Linie zwischen Ausgangs- und Zielpunkt einer Reise hat eine durch die Naturverhältnisse bedingte Ursache, wobei allerdings noch die Fahrtmöglichkeiten eines Segelschiffes mit Bezug auf die Windrichtung berücksichtigt werden müssen. Das Segelschiff vermag natürlich nicht wie der Dampfer direkt gegen den Wind zu fahren; es kann immer nur bis zu einem bestimmten Grad „am Wind" segeln, so daß der Wind unter einem spitzen Winkel von vorn, entweder von Backbord (d. h. in der Fahrtrichtung gesehen, von links) oder von Steuerbord (in Fahrtrichtung gesehen, von rechts) einkommt. Ein Segelschiff mit Rahen kann nur bis auf etwa 6 Kompaßstriche oder rund 68° „an den Wind" gebracht werden. Stellt die in Fig. 81 eingetragene Windrichtung z. B. einen SW-Wind dar, so stehen dem Segler zunächst die Fahrtrichtungen nach NO, auch nach N und nach O offen; er segelt in diesen Fällen bequem „vor dem Winde" (Stellung Nr. 1, 2 und 3)*. Er kann aber auch noch einen WNW- und einen SSO-Kurs einhalten: in beiden Fällen segelt er „am Wind", das erstemal auf Backbord-Halsen (Stellung Nr. 4), indem der Wind von Backbord einkommt, das zweitemal auf Steuerbord-Halsen (Stellung Nr. 5). Zwischen beiden eben genannten Richtungen liegende Gegenden (die in der Figur punktierten Teile der Kompaßrose) sind ihm nicht ohne weiteres, sondern nur durch „Kreuzen" erreichbar, wobei er in der Richtung auf das Ziel langsam vorwärts kommt. Wenn z. B. ein Segelschiff auf der Ausreise den

* Auf unserem Titelbilde befindet sich die Viermastbark in dieser Segelstellung zum Wind und zu dem ihm entsprechenden Seegang.

Englischen Kanal verläßt und nach Süden, zum Äquator und weiter will, so muß es bei SW-Wind in der Biskaya in langen Schlägen kreuzen; auf SSO-Kurs macht es ziemlich viel Süden, wendet aber, um von Kap Finisterre frei zu bleiben, gelegentlich und liegt nach WNW, wobei also, nur um westliche Länge „gut zu machen", etwas Breite wieder zugesetzt werden muß. Das Schiff verfolgt demnach eine Art von Zickzacklinie, und wenn der SW-Wind anhält, so setzt er auch das Wasser in Bewegung nach NO, so daß der Fortschritt, der bei der Fahrt „durch das Wasser" in der Richtung nach SW unter Kreuzen erzielt wird, nicht selten durch Zurückversetzung „über den Grund", also durch Strömung teilweise wieder verloren gehen kann. Schon hieraus wird ersichtlich, daß man bei transatlantischen Segelschiffsreisen, wenn es nur irgendwie vermeidbar ist, sich nicht darauf versteifen wird, für lange Zeit und auf große Strecken hin gegen ungünstige Windrichtungen anzukämpfen, sondern gegebenenfalls sehr beträchtliche Umwege mit Vorteil macht und dabei doch schneller oder doch wenigstens bequemer und sicherer zum Ziel gelangt als auf einem annähernd direkten Kurse. Seglerrouten wollen großzügig — hier ist das Wort in der Tat am Platze — angelegt sein; dies bestätigen die nachfolgenden Einzelheiten.

II. Mittlere Lage der wichtigsten transatlantischen Segelschiffswege, sowie Dauer der Reisen[5].

Nach seemännischem Gebrauch wird die Dauer der Reisen fast immer von Kap Lizard, am Ausgange des Englischen Kanals, gerechnet, bei Heimreisen bis Lizard; es ist dies um deswillen sachgemäß, weil der Weg im Kanal und in der Nordsee durch das auf beiden Seiten befindliche Land, durch Untiefen usw. vorgezeichnet ist und die volle Bewegungsfreiheit fehlt. Nicht selten lassen sich unsre modernen großen Segelschiffe von kräftigen Schleppdampfern bei ungünstigen Witterungsverhältnissen durch die Nordsee und den Kanal schleppen; jedenfalls beginnt und endet die Ozeanreise mit dem Passieren der Linie Lizard—Ouessant. Jedes Segelschiff nun, das

von Europa nach dem Kap der Guten Hoffnung

bestimmt ist, hat, wenn es bei den Scilly-Inseln den offenen Nordatlantischen Ozean betritt, zunächst das Bestreben, den NO-Passat* zu erreichen, der ja eine bequeme Fahrt südwärts ermöglicht. In manchen Monaten, besonders im April und Mai in der Biskaya und dann im Juli und August an der portugiesischen Küste, reichen nördliche Winde, die fast ohne Unterbrechung in diesen Passat hineinführen, bis weit nach Norden, und in diesen Fällen wird es dem Segler leicht gelingen, südwärts voranzukommen; er kann sich dann auch ziemlich nahe an Kap Finisterre wagen. In der Regel aber gilt es, bis etwa 30° N-Br. erreicht ist, gegen vorwiegend westliche, im Winter meist südwestliche starke Winde in langen Schlägen anzukreuzen. Es vergehen durchschnittlich etwa 10 Tage, bis der Segler mittwegs zwischen den Azoren und der portugiesischen Küste steht. Das Luftdruckmaximum bei den Azoren mit seiner Neigung zu Windstillen und leichten veränderlichen Winden stört den ausgehenden Segler nicht, da es ziemlich weit westlich liegen bleibt. Häufig wird Madeira oder eine der Canarischen Inseln in Sicht gelaufen, wo in der überwiegenden Zahl der Reisen bereits der NO-Passat das Schiff treibt. Herrliche Tage der Seefahrt beginnen nun auf tiefblauem,

* Vgl. hierzu die Windkarten, Tafel XXI und XXII.

ATLANTISCHER OZEAN

Mittlere

Segelschiffswege

—→—— nur im nördlichen Sommer (Juli bis Sept.) befahrene Wege.

Äquatorial-Maßstab 1:116 000 000

Fig. 82.

meist nur leicht bewegtem Meere; Auge und Hand des Künstlers geben in dem Titelbild unsres Buches eine treffliche Vorstellung von dem Anblick, den das Schiff bei steifem Passat gewährt, und führen dem, der transatlantische Segelschiffsreisen ausführte, zu lebendiger Erinnerung unvergängliche Eindrücke wieder herauf. Ob man östlich oder westlich von den Kapverdeschen Inseln passiert, bleibt ziemlich gleichgültig; die im Passat etwas getrennt segelnden Schiffe vereinigen sich in der Nähe des Äquators zwischen 28° und 29° W-Lg., wenn sie im nördlichen Winter hier fahren, während zur Zeit des nördlichen Sommers der Äquator zwischen 22° und 26° W-Lg., also östlicher geschnitten wird (Fig. 82).

Eine den Jahreszeiten angepaßte Stellung am Äquator ist nämlich sehr wichtig, und man muß schon vor dem Abbrechen des NO-Passates, also ehe man über seine äquatoriale Grenze kommt und in den Kalmengürtel gelangt, hierfür vorsorgen. Die nach Westen auskeilende, dreieckig begrenzte, zwischen den beiden Passaten liegende Stillen-Zone ist im nordhemisphärischen Winterhalbjahr vergleichsweise schmal, im Sommerhalbjahr aber breit und von oft durchstehenden SW-Winden, dem Monsun erfüllt (Tafel XXI und XXII). Im Winter gelangt man daher verhältnismäßig leicht in den SO-Passat der Südhalbkugel, man kann den Äquator weiter westlich schneiden, um so mehr, als um diese Zeit der SO-Passat meist aus ziemlich östlicher Richtung weht und somit das Vorwärtskommen nach Süden auf der brasilianischen Seite des Ozeans begünstigt. Anders im Sommer; da nötigt der SW-Monsun der westafrikanischen äquatorialen Gewässer das von Norden kommende Schiff zunächst „über Steuerbord-Halsen" (s. S. 278) nach SSO zu liegen, und erst wenn dieser Monsun durch S in den SO-Passat übergeht, wendet das Schiff und hält einen SW- bis WSW-Kurs ein. So erklärt sich die Ausbuchtung der für den nordhemisphärischen Sommer in Fig. 82 eingezeichneten Routen nördlich von dem Äquator; so erklärt sich der östlichere Schnittpunkt der „Linie" in dieser Jahreszeit. Eine solche östlichere Stellung im Nordsommer wird auch um deswillen notwendig, weil im Nordsommer der SO-Passat häufig aus hoch südlicher Richtung als „schraler Wind" weht und das Schiff daher in seinem Bereich ganz von selbst stark nach Westen gedrängt wird, also viel geographische Länge zusetzen muß, um südliche Breite zu gewinnen. Außerdem führt in allen Monaten die zwischen etwa 2° N-Br. und 10° S-Br. stets vorhandene, zeitweise ungemein starke Südäquatorialströmung (S. 154) den Segler ebenfalls westwärts, so daß man scharf aufpassen muß, um der bei Kap San Roque weit vorspringenden Ostecke Brasiliens nicht zu nahe zu kommen. Trotz der bis in das kleinste Detail ausgearbeiteten Segelanweisungen, die hier nur in ihren allgemeinsten Umrissen angedeutet werden konnten, kommt es noch heutzutage manchmal vor, daß das Schiff von der brasilianischen Küste sich nicht „freisegeln" kann; ein langwieriges Kreuzen gegen Wind und Strom ist dann unvermeidlich. Cabral, der 1500 nach Ostindien segeln wollte, geriet in diese Lage, er kam zu weit westlich und wurde dabei der Entdecker von Brasilien (S. 8).

Durchschnittlich 29—30 Tage vergehen für die Reise von Lizard biz zum Äquator; in Einzelfällen ist bei besonders günstigen Umständen von schnellen Schiffen die Strecke auch schon in 15 Tagen zurückgelegt worden. Durch die Naturverhältnisse gezwungen, steht der Segler bei dem Betreten des Südatlantischen Ozeans jedenfalls immer nahe der amerikanischen Küste; sein Ziel, das Kap der Guten Hoffnung in unserm Falle, liegt aber weit, weit voraus linker Hand, im Südosten, gerade in der Richtung, aus der der SO-Passat weht. Deshalb muß das SO-Passatgebiet, indem man das Schiff „am

Winde" gute Fahrt machen läßt, auf südwestlichen und südlichen Kursen durchquert werden, so daß die kleinen Eilande Martin Vaz und Trinidad noch im Osten liegen bleiben; nicht gar selten nötigt anhaltend südöstliche Windrichtung das Schiff, bis zur geographischen Breite der La-Plata-Mündung auf der amerikanischen Hälfte des Ozeans sich zu halten. Von Vorteil erweist es sich fast immer, nicht zu früh nach Osten abzubiegen, auch wenn der Passat zeitig, d. h. in verhältnismäßig niedrigen Breiten, schon abbrechen sollte: man darf nämlich dem südatlantischen Luftdruckmaximum, das sich ziemlich genau in der Mitte zwischen beiden Küsten um den dreißigsten Breitenparallel und seine weitere Umgebung lagert, nicht zu nahe kommen und darf erst dann entschieden nach Osten abhalten, wenn man sicher ist, die südhemisphärischen Westwinde (S. 221) wirklich gefaßt zu haben.

Diese Westwinde, MAURYS *brave winds*, die der Ostindien- und Australienfahrer aufsucht, sind erst von 39° S-Br. polwärts im Laufe des ganzen Jahres mit großer Wahrscheinlichkeit zu finden, und deshalb verläuft die transozeanische Segelschiffsroute nach dem fernen Osten längs der Breitenparallele von 39° bis etwa 45°. Auf diesem südatlantischen Segelschiffswege, der oft zwischen den einsamen Vulkaninseln Tristan da Cunha und Gough hindurchführt, beträgt die mittlere Fahrzeit vom Äquator bis zum Meridian des Kap Agulhas 30 Tage, so daß also im Mittel die Länge des Kap der Guten Hoffnung zwei Monate nach dem Verlassen des Englischen Kanals erreicht wird (Fig. 85). Wir sagen absichtlich „die Länge des Kap", und nicht das „Kap" selbst. Denn es ist nach dem eben Gesagten klar, daß — den Fall ausgenommen, in welchem das Kapland selbst das Ziel der Reise bildet — auf den Ausreisen nach dem fernen Osten das Kapland nie in Sicht gelaufen wird; man hat ostwärts bestimmt um so mehr Veranlassung, die Gewässer der südafrikanischen Küste zu meiden, weil der aus dem Mozambique-Kanal mit beträchtlicher Geschwindigkeit nach Südwesten setzende Agulhasstrom es selbst mit günstigen Winden schwierig macht, ostwärts voranzukommen; deshalb segeln auch diejenigen Schiffe, die nach Port Elizabeth oder nördlicher wollen, erst in einem weiten, südlich vom Strom verlaufenden Bogen ihre Länge ab, um dann erst nach Norden auf die Küste abzubiegen. Die vierziger Breiten des Südatlantischen und des Indischen Ozeans sind die große internationale Wettrennbahn der Segelschiffahrt; mit den einzelnen ostwärts ziehenden Depressionen eilen die eisernen und stählernen Segler ostwärts, vor Sturm und hoher See lenzend* und die nordwestlichen bis südwestlichen Winde bis zum äußersten ausnutzend. Die Hauptsache ist, auch bei schwerem Sturme durchhalten zu können und nicht durch Rücksicht auf das Schiff zum Beidrehen gezwungen zu werden. Hier erreichen moderne Schnellsegler öfters die Durchschnittsgeschwindigkeit von 14 bis 15 Knoten für längere Zeit und wetteifern dann selbst mit schnellen Dampfern. Ebendieselben Westwinde sind nun bei Fahrten

vom Kapland nach Europa

auf den Heimreisen aus dem Indischen Ozean zum Atlantischen Ozean um das Kap der Guten Hoffnung herum begreiflicherweise in demselben Maße hinderlich und schwierig, wie sie günstig sind bei der Ausreise. Überhaupt gewinnen naturgemäß

* Ein Schiff „lenzt", wenn es bei Sturm nach der Richtung, wohin der Wind und der Seegang gerichtet ist, platt vor dem Winde läuft.

auf der ganzen Fahrtstrecke vom Kap bis Lizard alle meteorologischen und ozeanographischen Faktoren der einzelnen Teilstrecken die gerade entgegengesetzte Bedeutung, und so verläuft auch die mittlere Reiseroute genau gegensätzlich zur Route Lizard—Kap Hoffnung (Fig. 82). Während die Durchseglung der südafrikanischen Gewässer für ausgehende Fahrzeuge keine nautisch-technischen Schwierigkeiten mehr macht, sobald man nur südlich genug sich hält, bereitet die Umschiffung des Kaps der Guten Hoffnung in der Richtung von Osten nach Westen auch heute noch Schwierigkeiten, zumal im südlichen Winter. Der erste Grundsatz ist dabei, im allgemeinen tunlichst nahe unter Land zu bleiben, wo man vielfach nicht die ganze volle Wucht der einherbrausenden Weststürme auszuhalten hat, und wo gleichzeitig der Agulhasstrom das Fahrzeug recht gegen den Wind nach Westen hin trägt. Dadurch, daß der von den Winden erzeugte Seegang meist genau die entgegengesetzte Richtung von der Richtung des fließenden Wassers des Agulhasstromes hat, entstehen jene gewaltigen und für tiefbeladene Schiffe gefährlichen Wellen, durch die das Kap der Guten Hoffnung von jeher in seemännischen Kreisen berüchtigt war. Der Agulhasstrom leistet eine bedeutende Hilfe bei der Umseglung; es sind schon Schiffe durch denselben den Weststürmen entgegen nach Westen um eine Strecke von 500 Sm getragen worden, und einen Nutzen von 150 bis 200 Sm oder 300 bis 400 km hat man meist. Doch hilft der Strom nicht ganz um das Kap herum, sondern nur bis zur Ostkante der Agulhasbank; er läuft an ihr nach Süden und biegt dann ganz nach Südosten um. Deshalb muß das letzte Stück des Weges ohne seine Unterstützung gemacht werden, und damit verlängert sich die Reise oft ganz bedeutend. Es vergehen, wenn es das Mißgeschick will, unter Umständen zwei Monate, ehe es dem Fahrzeug gelingt, herum zu kreuzen. Anderseits ereignen sich natürlich auch Reisen, welche einen verhältnismäßig schnellen und ruhigen Verlauf nehmen. Die vielbesprochenen Fahrten um das Kap haben ja dem Aberglauben früherer Jahrzehnte und auch der Poesie reichen Stoff geliefert; derjenige, der lebensvolle Berichte über diese Reisen aus sachkundiger Feder lesen will, mag auf einen Aufsatz von Kapitän C. H. Seemann[6] hingewiesen werden, in welchem mit meisterhafter, dramatischer Anschaulichkeit die Ereignisse solcher Sturmtage am Kap geschildert sind.

Wenn das Kap der Guten Hoffnung glücklich dubliert ist — man kommt stets so nahe daran vorbei, daß man den Tafelberg und auch Kapstadt ganz deutlich sieht —, so ist der fernere Weg im Südatlantischen Ozean heimwärts leicht auszuführen. Vor einem oft flauen, aber doch immer vorhandenen SO-Passat läuft der Segler an St. Helena und Ascension vorbei zum Äquator, wo er zu den vom Kap Horn heimkehrenden Schiffen stößt, und wo überhaupt unter den Längen von 20° bis 30° W ein großer Rendezvous-Platz ist; hier ziehen ja auch die von Norden kommenden, auf der Ausreise befindlichen Segler hindurch. Die Heimreise Kapland—Äquator entspricht vom nautisch-technischen Standpunkt einer Ausreise Lizard (richtiger Canarische Inseln)—Äquator; und so ist weiter die Fahrtstrecke Äquator—Lizard, seemännisch betrachtet, der Fahrt Äquator—Kapland vergleichbar. Denn in derselben Weise, wie man „ausgehend" den südhemisphärischen Passat auf Backbord-Halsen im Westen umsegelt, d. h. sein Gebiet in einem westwärts geschwungenen Bogen durchschneiden muß, so muß man jetzt rückkehrend, da der direkte Weg nach dem Englischen Kanal vom nordhemisphärischen Passat verschlossen wird, zu einem „Durchstecher" nach Westen auf Steuerbord-Halsen, also den NO-Passat von rechts einnehmend, sich entschließen (Fig. 82).

Im Westen, nicht im Osten von den Azoren befindet man sich in der Regel nach dem Aufhören des NO-Passates, und erst von hier ab kann direkter Kurs auf Lizard gesetzt werden; denn das nordatlantische Luftdruckmaximum mit seinen Stillen und variablen flauen Winden muß rechts liegen bleiben, so, wie es auch bei der Ausreise rechts von der Fahrtrichtung gelassen wird. Häufig genug geraten bei den unperiodischen und oft plötzlichen Verschiebungen dieser Zone die heimkehrenden Schiffe trotz alledem noch in Windstille, und dann sammeln sich hier bei Flores, Corvo usw. 20, 30 und mehr Gefährten gleichen Leides an. Auch nach dem andern Extrem hat die Azorengegend ihre Tücken: zu allen Jahreszeiten muß der Seemann hier auf ziemlich unvermittelt hereinbrechende schwere Stürme gefaßt sein, die im Spätsommer, Herbst und Winter orkanartigen Charakter gewinnen können.

Die Dauer einer Reise vom Kap der Guten Hoffnung bis zum Eingang des Englischen Kanals beträgt im Mittel 64 Tage (Fig. 86); davon entfallen 28 bis 30 auf den südatlantischen, 36 bis 34 Tage auf den nordatlantischen Teil. Eine solche Heimreise beansprucht also etwa sechs Tage mehr als eine Ausreise zum Kap, eine Tatsache, die im wesentlichen darauf zurückzuführen ist, daß die von langer Fahrt heimkehrenden Schiffe infolge unrein gewordenen Schiffsbodens durchweg eine etwas geringere Schnelligkeit entwickeln als die frisch aus dem Dock kommenden Segler der Ausreisen[7]. —

Segelschiffsreisen nach und von dem Kap Horn

werden bei den gegenwärtigen Frachtverhältnissen viel häufiger gemacht als Reisen nach und von dem Kap der Guten Hoffnung*. Es handelt sich bei den Kap-Horn-Fahrten im wesentlichen um die Ausfuhr des Salpeters von den nordchilenischen Plätzen nach Europa, während die Ausreise oft in Ballast geht. Die im Laufe der letzten 30 Jahre auf den Reisen um Kap Horn gewonnenen Erfahrungen der Schiffsführer, die Ergebnisse darauf gegründeter Studien und allgemein meteorologischer Erwägungen haben den früher gefürchteten Fahrten um Kap Horn manche Schwierigkeit und Fährlichkeit genommen; gleichwohl bleiben die Ausreisen, also die Reisen westwärts um Kap Horn, immer höchst anstrengend und erfordern die ganze Umsicht des Kapitäns und Anstrengung seiner Leute, wenn ein Erfolg erzielt werden soll. Bis auf die Höhe von Bahia und Rio ist der Weg derselbe wie für die Ostindienfahrer; allmählich scheren dann die zwei Hochstraßen des Weltverkehrs auseinander (Fig. 82). Der Kap-Horn-Fahrer hält sich dauernd an die amerikanische Seite; der SO-Passat geht dabei über O nach NO und N, und querab von der La-Plata-Mündung hat man schon häufig NW-Wind, also immer günstige Luftströmungen, um südwärts vorzuschreiten. Es beginnt aber auch zugleich das unruhige Wetter; denn hier, wo warme und kalte Wassermassen zusammenstoßen (S. 224), treten die Pamperos häufig auf und die Zahl der Stürme wächst mit wachsender geographischer Breite. Das Schiff hält sich ziemlich nahe der Ostküste Patagoniens, einmal, um dem nordwärts setzenden Falklandstrom tunlichst aus dem Wege zu gehen, sodann, um bei den nunmehr vorwiegend westlichen schweren Winden einigen Landschutz zu haben und nicht nach Osten abgedrängt zu werden. Die Falkland-Inseln bleiben unter allen Umständen im Osten liegen, und der Schiffsführer benutzt, wenn irgend möglich, die Straße von

* Vgl. die Tabelle S. 278: im Jahre 1905 144 Reisen um Kap Horn gegen 22 um Kap der Guten Hoffnung.

Le Maire zwischen Feuerland und Staaten-Insel, weil er dann 50 Sm oder rund 90 km weiter „luvwärts“ steht, d. h. eine um so viel kürzere Fahrtstrecke in dem am Kap Horn alles beherrschenden Westwindgebiet zurückzulegen hat.

Zu Maurys Zeiten, als die ersten Segelanweisungen systematisch bearbeitet wurden (S. 26), galt nun die Vorschrift, das schlimmste Stück der Fahrt, die Strecke um Kap Horn selbst, dicht unter Land abzusegeln, um so bald als möglich wieder nach Norden aufbiegen zu können und aus dem abscheulichen Wetter dieser Breiten wegzukommen. Die Vorschrift ist heute verlassen; ein knappes Gegenankreuzen gegen die Weststürme in der hohen See bringt hier meist keinen Erfolg, zumal auch der Strom aus Westen läuft. Gewiß ist, wenn wir von dem großen Unterschied in der geographischen Breite absehen, die Sachlage bei einer Umseglung des Kap Horn nach Westen, äußerlich betrachtet, der nautischen Aufgabe, das Kap der Guten Hoffnung nach Westen zu umsegeln, ähnlich; aber am südafrikanischen Kap läuft die Meeresströmung aus einer günstigen, am südamerikanischen Kap aus einer ungünstigen Richtung. Bedeutsamer wird die meteorologische Tatsache — und in ihrer Erkenntnis liegt der wesentliche Fortschritt der Neuzeit —, daß wir südlich vom Kap Horn, in rund 57° bis 60° S-Br., uns schon nahe der Furche dauernd niedrigsten Luftdruckes befinden, jenseits deren polwärts der Luftdruck wieder etwas zunimmt. Daraus folgt gemäß den Gesetzen der allgemeinen Luftzirkulation die Wahrscheinlichkeit des Vorhandenseins östlicher Winde im hohen Süden, schlimmstenfalls jenseits noch von 60° S-Br.; wir werfen dabei einen Blick auf die Windkarten der Tafeln XXI und XXII sowie auf die hier beifolgende, in ihrem südlichsten Teile schematisch etwas ergänzte Skizze der Wetterverhältnisse am 21. April 1896 (Fig. 83). Die mit enormer Geschwindigkeit zwischen Kap Horn und dem Graham-Land hindurchpassierenden Sturmwirbel gewähren, falls sie einigermaßen regelmäßig wie der hier abgebildete auftreten, meistens eine allerdings nur kurze, oft nur mehrere Stunden währende Möglichkeit, mit Hilfe der an ihrer Vorderseite wehenden NO-Winde nach Süden zu segeln, so lange, bis der Wind östlich holt, mit den O-Winden westwärts zu gehen und mit den an der Rückseite der Depression zu erwartenden SW-Winden nach Norden zu liegen; kurzum, anstatt unter Kap Horn gegen Sturm und Strom zu kreuzen, bemüht man sich, in großem Bogen die Depressionen im Süden zu umsegeln. Freilich, es bedingt oft gewaltige Strapazen, zumal im südlichen Winter in den langen Nächten dieser Breiten, nahe am Eis, bei Schnee- und Hagelsturm und Kältegraden entschlossen so weit nach

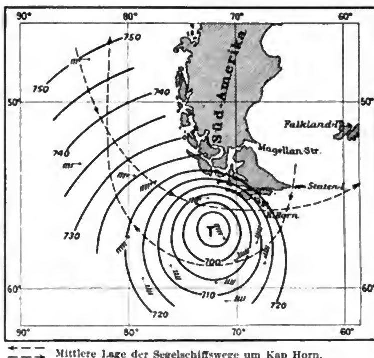


Fig. 83.

Luftdruck und Wind im Kap-Horn-Gebiet am 21. April 1896.

Süden zu halten; aber die Reisen werden jetzt nach dieser Vorschrift meist ungleich schneller und sicherer als früher gemacht.

Man darf nun nicht glauben, daß die Anwendung dieser neueren meteorologischen Erfahrungen so einfach ist und so schematisch erfolgen kann, wie eben geschildert; wenn die Zugstraße des Kerns der Depressionen so südlich verläuft, z. B. noch polwärts von 60° S-Br., daß die Schiffe wegen Eis- und Landnähe nicht an die polare Seite der Wirbel gelangen können — was oft genug eintritt —, dann ist jede Mühe umsonst, und es muß nach bestimmten Vorschriften gekreuzt werden, solange Wind und Wetter es zulassen. Auch die besten Segler müssen, wenn sie schwere Havarie an der Takelage erleiden, manchmal das Feld räumen, umkehren und auf den Falkland-Inseln oder in Montevideo reparieren und die Fahrt von neuem versuchen: so war es z. B. in den Monaten Juni bis Oktober 1905, besonders im September 1905. In dieser Periode wurden etwa 30 große Segelschiffe gezwungen, die Reise aufzugeben und nach einem Nothafen zurückzugehen, teils wegen schwerer Sturmschäden an Schiffskörper und Takelage, teils wegen Versagens der durch harten Frost und Überanstrengung dienstuntauglich gewordenen Besatzungen. Die besten schneidigsten deutschen Segler waren damals machtlos; die einzelnen Stürme folgten einander in einer gegen die normale verdoppelten Geschwindigkeit, und ein Tiefdruckgebiet erreichte die gewaltige Vorwärtsbewegung von 80 Sm oder 150 km in der Stunde. Die Stürme dieser Zeit waren fast andauernd aus Westen und zugleich ganz ungewöhnlich heftig; dies wird bei Betrachtung der nebenstehenden zwei kleinen Skizzen (Fig. 84) verständlich, von denen die links die Isobaren im September 1905, die rechts die Isobaren im mehrjährigen Durchschnitt gibt. Während zwischen 50° und 60° S-Br. eine Druckabnahme um etwa 11 bis 12 mm normal ist, betrug damals der Unterschied der barometrischen Stände auf dieser Strecke schon im Mittel wenigstens 20 mm; einmal wurde 714.9 mm beobachtet. Übrigens sind in der Kap-Horn-Gegend schon wiederholt Luftdruckwerte von 698 und 695 mm, gültig für das Meeresniveau und 0°, mit Zuverlässigkeit abgelesen worden.

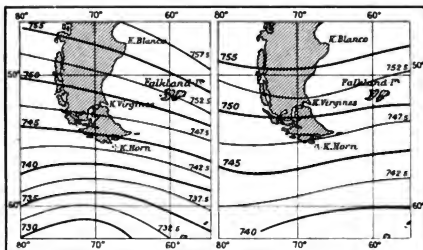


Fig. 84.

Luftdruckverteilung am Kap Horn
im September 1905 im vieljährigen Durchschnitt.

Heimwärts bestimmt, wird das Segelschiff sich natürlich auf der äquatorialen Seite der Kap Horn-Depressionen zu halten suchen und deshalb ziemlich nahe an Diego Ramirez und Kap Horn vorbei ostwärts fahren, vielfach lenzend vor den Weststürmen und von ihnen weit in den Südatlantischen Ozean hinausgetragen. Es läßt dann die Falkland-Inseln links, im Westen, liegen und hat nur aufzupassen, daß es nicht etwa in Treibeis- und Eisbergmassen hineingerät, die nirgends so weit nach Norden

gelegentlich vorstoßen wie gerade hier*. Die Weiterreise bietet dann erhebliche nautisch-technische Schwierigkeiten nicht mehr, wenn das Schiff nur genügenden Abstand vom subtropischen Luftdruckmaximum hält und demgemäß 30° W-Lg. nach Osten hin nicht nennenswert überschreitet. Am Äquator vereinigen sich die Kap-Horn-Fahrer mit denen, die vom fernen Osten und vom Kapland kommen. 67 Tage im Durchschnitt dauert die Reise von Lizard zur Länge des Kap Horn, 70 Tage die Reise vom Kap Horn nach Lizard. Auf keiner Route gewinnt die Segelfähigkeit des Schiffes und die persönliche Tüchtigkeit seines Führers eine solche einschneidende Bedeutung für die Reisedauer wie bei den Kap-Horn-Fahrten: neben schier endlosen langen Reisen hat gerade die deutsche Seglerflotte viele hervorragend kurze Reisen zu verzeichnen, die großenteils der bewußten Ausnutzung der augenblicklichen Wetterverhältnisse verdankt werden. Darüber wird nachher in andern Zusammenhang (S. 292 und 293) noch etwas zu sagen sein. — Eine dritte und letzte Gruppe für sich bilden dann die heutzutage freilich sehr selten gewordenen Segelschiffsreisen

nach und von Nordamerika und Westindien.

Die Fahrten von Europa nach der Ostküste Nordamerikas gehören zu denjenigen Segelschiffsreisen, welche mit besonderen Schwierigkeiten verbunden sind, ja, sie sind nächst den Reisen um das Kap Horn im nördlichen Winter vielleicht die schwierigsten überhaupt. Es kommen dabei verschiedene Faktoren in Betracht, zuerst die, vom Sommer abgesehen, fast immer steifen und sehr oft stürmenden W-Winde, ferner in der zweiten Hälfte des Weges eine widrige Strömung, der Golfstrom, außerdem häufige Nebel auf der amerikanischen Seite sowie in der Gegend der Neufundland-Bank im Frühjahr und Frühsommer die Gefahr des Treibeises und der Eisberge. Endlich bringt auch der auf der ganzen Strecke überaus starke Dampferverkehr ein gewisses Gefahrmoment hinzu; es ist im Nebel für die Schiffsführung ein großer Unterschied, ob man weit und breit keine entgegenkommenden Schiffe zu erwarten hat oder ob man jeden Augenblick erwarten muß, aus Nacht und Nebel einen Gegensegler oder Dampfer auftauchen zu sehen. Im Winter bei den langen Nächten und bei oft recht niedriger Lufttemperatur muß jeder Längengrad in der Richtung nach Westen mühsam den Elementen abgerungen werden. Zwischen 30° und 40° W-Lg., also gerade in der Mitte des Ozeans, pflegen die Stürme, die meistens aus S und SW beginnen und mit NW-Böen endigen, am häufigsten und schwersten zu sein (S. 208). In der schlimmen Sturmperiode von Ende Januar und Anfang Februar 1899, die durch die Trift des manövrierunfähigen Dampfers „Bulgaria" bekannt geworden ist, sind nicht weniger als 21 transatlantische Segelschiffe auf dem Nordatlantischen Ozean verschollen, mit Mann und Maus verloren gegangen.

Auch im Sommer, wenn das Wetter an sich wesentlich besser ist, herrschen gleichwohl die Westwinde, also Winde aus ungünstiger Richtung, vor, so daß auf direktem Kurse nach Westen zu gelangen, immer mehr oder weniger einen Glücksfall bedeutet. Ein solcher Glücksfall tritt dann ein, wenn der Segler ausnahmsweise von anhaltend östlichen Winden über den Ozean geführt wird; bei der verhältnismäßig nicht großen Entfernung — es handelt sich um etwa 3300 Sm oder 6000 km — kann dann die Reise in 20 Tagen vielleicht gemacht werden. Im Jahresdurchschnitt dauert

* Vgl. dazu die Schilderungen S. 145 ff.

ATLANTISCHER OZEAN
Segelschiffsreisen
Linien gleicher
mittlerer Reisedauer von Lizard
(AUSREISEN)
in Tagen
Äquatorial Maßstab 1:116 000 000.

Fig. 85.

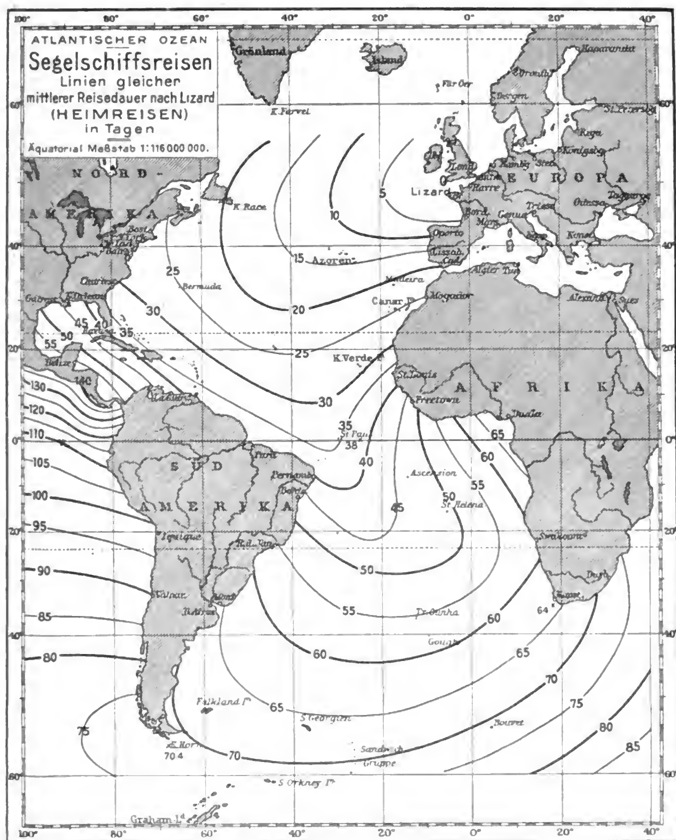

ATLANTISCHER OZEAN
Segelschiffsreisen
Linien gleicher
mittlerer Reisedauer nach Lizard
(HEIMREISEN)
in Tagen
Äquatorial Maßstab 1:116 000 000.
NORD-AMERIKA
SÜD AMERIKA
EUROPA
AFRIKA
Grönland
Island
Lizard
Azoren
Bermuda
K. Verde
Ascension
St. Helena
Falkland I.
Graham L.

Fig. 86.

eine Segelschiffsreise von Kap Lizard nach Sandy Hook (New York) 40 Tage. Die im Sommer begonnenen Reisen sind etwa 37 Tage lang, die Herbst und Winterreisen dagegen 45 Tage; es sind aber in einzelnen Fällen auch schon 85 bis 90 Tage zur Zurücklegung der Strecke nötig gewesen.

In früheren Jahren, besonders als noch von der Ostsee aus viele transatlantische Segelschiffsreisen angetreten wurden, war die Route nördlich um Schottland zwischen den Orkneys und Shetlands hindurch (Fig. 82) ziemlich belebt, indem man dabei an der polaren Seite der nordostwärts ziehenden Depressionen, wo nördliche und östliche Winde vorherrschen, zu bleiben sich bemühte. Vorteile gegenüber dem Wege durch den Englischen Kanal sind aber im allgemeinen dabei nicht erzielt worden, am wenigsten in den Wintermonaten.

Diejenigen Schiffe, welche Ursache haben, den Kampf mit Sturm und hoher See möglichst zu meiden, besonders die älteren hölzernen Schiffe, ziehen bei der großen Zahl der angedeuteten Schwierigkeiten im Winter mit Vorteil die sogenannte Passatroute vor, d. h. sie verzichten von vornherein auf den an sich möglichen kürzeren Weg, steuern daher erst stark nach Südwesten bis in die Nähe von Madeira, um schließlich an der Grenze der Tropen im NO-Passat bei gutem Wetter und schlichter See die Westlänge abzulaufen (Fig. 82); sie biegen dann in den Gewässern der Bermuda-Inseln allmählich nach Norden zum Bestimmungsorte auf. Diese Passatroute bedeutet unter allen Umständen einen sehr großen Umweg; schnelle Reisen kann man dabei nie machen, aber man schont Schiff und Mannschaft.

Im ersten Teile fällt die Passatroute mit der Route der nach Westindien bestimmten Segelschiffe zusammen. Auf den schon von Kolumbus richtig gewiesenen Meerespfaden streben die Westindienfahrer über Madeira und die Canarischen Inseln nach den Antillen, ziemlich platt vor dem Passat haltend; auch wenn das Schiff nach dem Golf von Mexiko will, werden zunächst die Kleinen Antillen angesteuert und wird dann mit günstigem Wind und Strom die Karibische See durchfahren, so daß man von der Yukatanstraße, nicht von der Floridastraße her, den Golf betritt.

Die Rückreisen von der Ostküste Nordamerikas nach Europa gestalten sich in den weitaus meisten Fällen einfach, da der W-Wind und der Golfstrom für sie günstig sind und man, wenn der Seegang nicht gar zu hoch wird, auch bei Sturm nach Osten vorwärts laufen kann. Von Westindien oder von dem Golf von Mexiko zurückkehrende Segler, die mit dem in den tropischen Gewässern wehenden NO-Passat naturgemäß nicht geraden Weges nach Hause gelangen können, gehen zuerst auf der amerikanischen Seite des Ozeans so weit nach Norden, bis sie das Gebiet der vorherrschenden Westwinde gefaßt haben; von da ab fallen ihre Heimreisen mit denen der von New York kommenden Segler zusammen. Die mittlere Dauer der Reise von New York nach dem Englischen Kanal beläuft sich auf nur 26 Tage, gegenüber 40 Tagen in umgekehrter Richtung. Dagegen beanspruchen die Ausreisen nach Westindien und dem mexikanischen Golf annähernd die gleiche Zeit wie die Heimreisen von diesen Gegenden.

Nach der vorstehenden Analyse einiger besonders wichtiger transatlantischer Segelschiffswege, die gezeigt haben wird, in welcher Weise die geographische Lage dieser Verkehrsrouten von den natürlichen Verhältnissen des Luftmeeres und Ozeans abhängig ist, sind wir wohl imstande, auch andre Seglerreisen an der Hand von Wind- und Stromkarten wenigstens in den Grundzügen richtig auf der Karte niederzulegen. Hierfür

einige Beispiele. Wer z. B. von New York aus nach dem Südatlantischen Ozean will, muß erst im W-Windgebiet soviel Länge „gut machen", d. h. so weit ostwärts segeln, daß er mit dem NO-Passat den üblichen Schnittpunkt auf dem Äquator anzusteuern vermag. Ein nach Kamerun bestimmter Segler hält sich vom Kap Verde ab nahe an der Küste, wo Wind und Strom fast während des ganzen Jahres günstig, in den Golf von Guinea hineinführt; rückkehrend muß er erst mit dem SW-Monsun südlich, ja südöstlich segeln, bis dieser Wind in den SO-Passat übergeht, so daß das Schiff dann nach Westen wenden kann (Fig. 82). Von Süd-Brasilien nach dem Kapland ist die Reise direkt auf dem nächsten Wege möglich; in umgekehrter Richtung muß das Segelschiff je nach der Jahreszeit verschieden weit nach Norden gehen, um den SO-Passat zu erreichen und mit seiner Hilfe den Ozean in der Richtung nach Westen zu durchqueren.

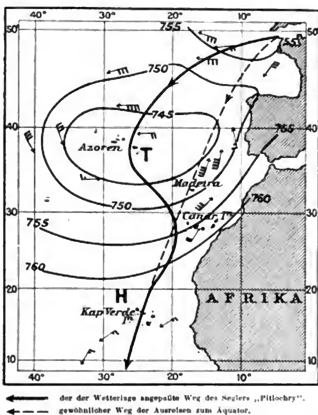
In den Fig. 85 und 86 ist die mittlere Dauer der atlantischen Segelschiffsreisen durch sogenannte *Isochronen*, d. h. Linien gleicher Reisedauer, kartographisch zusammengefaßt, und zwar für die Ausreisen und die Heimreisen getrennt. Die zwei Karten beruhen auf den deutschen Segelschiffsfahrten der Jahre 1893—1904[*] und sind für viele Gegenden, nach denen in den genannten Jahren kein Verkehr mehr stattfand, wie z. B. Westafrika, nach einem älteren Vorbild der Jahre 1883—1892 ergänzt; sie lassen manche der beschriebenen geographischen Bedingtheiten der Seglerwege zahlenmäßig hervortreten. Wir sehen z. B., daß nach Kap Horn eine Reise kaum länger als nach Loanda dauert, obwohl die abzusegelnde Distanz im ersten Fall etwa 7100 Sm, im zweiten Fall nur 4700 Sm beträgt. Oder eine Heimreise von Kapstadt nach Lizard beansprucht meist etwas weniger Zeit als eine solche von Kamerun nach Lizard; dabei liegt Kamerun 40 Breitengrade nördlicher und 8 Längengrade westlicher als Kapstadt. Die Erklärung dafür liegt in den Schwierigkeiten, die dem Schiffe auf der ersten Strecke der Rückreise im Guineagolf durch den entgegenstehenden SW-Monsun und auch durch vielfach widrigen Strom bereitet werden.

III. Die Anpassung der transatlantischen Segelschiffswege an die augenblicklichen Wetterlagen.

Alle auf den vorstehenden Zeilen enthaltenen Beschreibungen der atlantischen Seglerwege beruhen auf der Anwendung und Voraussetzung des mittleren oder durchschnittlichen Zustandes der ozeanographischen und meteorologischen Verhältnisse; die auf den mittleren Verhältnissen aufgebauten Segelanweisungen sind ausgezeichnet, insofern und solange die Durchschnittsverhältnisse von einem Schiffe in den verschiedenen Meeresgegenden auch im einzelnen Falle angetroffen werden. Aber — wie wandelbar Wind und Wetter sind, wie wenig die augenblickliche Wetterlage oft dem Durchschnitt entspricht, das erfahren wir in Westeuropa fast alltäglich; und selbst in den Passat- und Monsungegenden kommen gar nicht so selten die durchgreifendsten Störungen vor. Ein Schiffsführer, der bei der Wahl seiner Reiseroute nichts weiter in Rechnung zu ziehen versteht als den durchschnittlichen Zustand der Witterung, wird sich sicherlich, früher oder später, matt gesetzt finden. Die Kenntnis der mittleren Segelschiffswege, deren Grundlagen in der Mitte des vorigen Jahrhunderts von M. F. Maury* beschafft worden sind, bleibt unentbehrlich; aber diese mittleren Wege

* Vgl. hierzu S. 26.

bieten durchaus nicht die Gewähr, daß auf ihnen im einzelnen Falle die beste zurzeit vorhandene Gelegenheit, die Reise zu fördern, sich findet, ja nicht einmal, daß sie ohne sehr großen Zeitverlust überhaupt eingehalten werden können. Es kommt vielmehr für jeden Kapitän darauf an — und hierin liegt der prinzipielle Fortschritt der neueren Zeit —, an der Hand der jeweils an Bord möglichen Wind- und Wetterbeobachtungen unter Berücksichtigung des Buys-Ballotschen oder barischen Windgesetzes (S. 205) sich ein Bild von der momentan vor ihm liegenden Aufgabe zu machen und seine Maßnahmen darnach zu treffen. Zwei Beispiele aus der nordatlantischen Fahrt werden besser als allgemeine Darlegungen zeigen, wie diese Anpassung der Wege an die augenblickliche Wetterlage gemeint ist und sich in Praxis umsetzt.



der der Wetterlage angepaßte Weg des Seglers „Pitlochry".
gewöhnlicher Weg der Ausreisen zum Äquator.

Fig. 87.

Tiefdruckgebiet bei den Azoren am 5. Februar 1902.

Im allgemeinen lautet die Anweisung für eine Fahrt von Lizard nach dem Äquator dahin, so schnell wie möglich auf möglichst direktem Wege den Passat zu erreichen; man bleibt dabei vergleichsweise nahe der spanisch-portugiesischen Küste. Es kommen nun hauptsächlich im Herbst und Winter Situationen vor, in denen es verkehrt wäre, den direkten Weg einhalten zu wollen, dann nämlich, wenn in der Nähe der Azoren statt des gewöhnlich daselbst vorhandenen Luftdruckmaximum ein Luftdruckminimum mit entsprechender zyklonaler Windbewegung liegt (Fig. 87). Günstige NO-Winde in der Biskaya führen in solchem Falle das Schiff anfänglich südwärts; aber bald geht, bei fallendem Barometer, an Bord des auf der üblichen Seglerroute fahrenden Schiffes der Wind nach SO und S, und mit dem Fortgang ist es vorbei. Kennzeichen für eine derartige voraussehbare Wetterlage sind die bei O-Wind auffällige und anhaltende Abnahme des Luftdruckes mit abnehmender Breite — das Umgekehrte, ein Steigen des Barometers bis nach 40—35° N-Br. wäre das Normale — und die sonstigen Vorboten der Annäherung an eine Depression. Mit Hilfe der an der Rückseite der Depression, also im Westen, wehenden nordwestlichen und westlichen Winde muß ein der augenblicklichen Situation gewachsener Schiffsführer die Depression auf mehr oder weniger großem Umweg im Westen umsegeln, und er kommt doch unvergleichlich schneller zum Passat als ein Mitsegler, der sich darauf versteift, zwischen Portugal und Madeira gegen die SO- und S-Winde Süden gewinnen zu wollen. So hat der Kapitän der „Pitlochry" im Februar 1902 vorzüglich gehandelt, als er sein Schiff in einem weit nach Westen geschwungenen Bogen führte (Fig. 87). Derartige Manöver sind um so aussichtsvoller, als die Azoren-Minima nur sehr langsam ihren Ort zu verändern pflegen.

Gerade dieser Umstand läßt auch für Rückreisen vom Äquator nach Lizard in den

entsprechenden Fällen den Versuch meist glücken, an der Vorder- oder Ostseite der Depression nach Nordosten zu gehen und den Weg stark abzukürzen. Gewiß soll man im allgemeinen in der Azoren-Gegend nicht zu früh nach Osten abbiegen, sondern erst Breite gutmachen, um an die Nordseite des normalen Hochdruckgebietes zu gelangen; wenn aber nach dem Abbrechen des Passates die Anzeichen für ein vorausliegendes Azoren-Minimum da sind, so ist es in vielen Fällen angezeigt, kurz entschlossen nach Osten abzuhalten (Fig. 88). Am 3. November 1906 standen drei nach Europa rückkehrende Segelschiffe nahe beieinander im NO-Passat auf etwa 20° N-Br.; ein kleines Tiefdruckgebiet lag zwischen 30—35° N-Br. und 25—35° W-Lg., gerade nördlich von den Schiffen. Bei der Annäherung an diese Depression hielt das eine Schiff, „Alice Marie", sich östlich und gelangte mit günstigen südlichen und südöstlichen Winden bereits nach 13 Tagen zum Englischen Kanal, obschon es das kleinste nicht sehr segelfähige Fahrzeug war; die zwei andern erheblich größeren suchten den üblichen N-Kurs einzuhalten, gerieten daher in die steifen und stürmischen N-Winde der Rückseite dieses atmosphärischen Wirbels und erreichten erst nach 18 und 23 Tagen Kap Lizard.

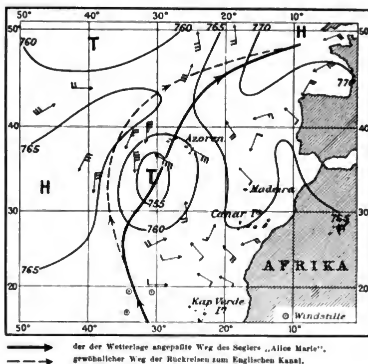


Fig. 88.

Tiefdruckgebiet südlich von den Azoren am 12. November 1906.

Auch der Gedankengang, welcher den heutigen von Maury abweichenden Segelvorschriften für die Fahrt um Kap Horn westwärts zugrunde liegt (S. 285), fordert nichts weiter als eine sinn- und sachgemäße Ausnützung augenblicklicher Wetterlagen nach dem Winddrehungsgesetz und eine Anpassung der Schiffswege an sie. Auch für die atlantische Segelschiffahrt gilt eben: keine Regel ohne Ausnahme; keine Regel schematisch befolgen, sondern verständig auslegen! Manche unsrer deutschen Schiffsführer haben es im Laufe jahrelanger Erfahrungen und unter Anwendung der hieraus von der Deutschen Seewarte abgeleiteten allgemeinen Grundsätze zu einer wahren Virtuosität des Umganges mit den Tief- und Hochdruckgebieten gebracht. Nicht Zufall oder bloßes Glück, sondern der wohlverdiente Erfolg tüchtiger Führer starker Schiffe kommt darin zum Ausdruck, daß die Reisedauer auf vielen Wegen in den letzten Jahrzehnten ständig kürzer geworden ist. Wenn der Hamburger Fünfmaster „Potosi" in den Jahren 1895—1901 auf zehn Rundreisen von Hamburg nach Valparaiso oder Iquique und zurück nach Hamburg durchschnittlich nur je 5 Monate 13 Tage, für die längste nur 5 Monate 22 Tage, für die kürzeste 5 Monate 6 Tage gebraucht hat[2], so liegt hierin eine ganz außergewöhnliche Leistung seines Führers, des Kapt. Hilgendorf. Die Gleichmäßigkeit dieser in verschiedenen Jahreszeiten und bald mit Ballast, bald mit Ladung ausgeführten Reisen ist geradezu erstaunlich.

§ 70. Die Dampfschiffswege auf dem Atlantischen Ozean[10].

(Tafel XXVII.)

Nur noch auf einigen bestimmten Straßen des Seeverkehrs taucht die weißschimmernde Leinwand des transatlantischen Segelschiffes regelmäßig und häufig in dem Horizont der blauen See auf, nur beschränkt ist in der Gegenwart die wirtschaftliche Bedeutung dieser Hochstraßen des Meeres. Nahezu überall aber und nach allen Richtungen hin, anscheinend ohne besondere Berücksichtigung der physischen Verhältnisse des Ozeans durchfahren die Dampfer, deren Triebkraft die rauchenden Schlote künden, das Atlantische Meer kreuz und quer. Gerade in den atlantischen Gewässern ist das Übergewicht der Dampfschiffahrt über die Segelschiffahrt ein erdrückendes geworden; auf dem Nordatlantischen Ozean verkehrt das hochwertigste, technisch vollendetste Dampfermaterial der Welt. Auch die transatlantischen Dampferwege lassen sich einer geographischen Betrachtung unterwerfen, auch der moderne große Ozeandampfer ist von Wind und Wetter nicht unabhängig, und die Reisewege auch dieser Schiffe werden darum nicht ohne Rücksicht auf die ozeanographischen und meteorologischen Verhältnisse gewählt. Kein Hochseedampfer vermag bei jedem Wetter und Seegang seine normale oder durchschnittliche Fahrtgeschwindigkeit beizubehalten. Die Schiffskapitäne wissen für die von ihnen geführten Dampfer recht genau darüber Bescheid, wie sich die Beeinflussung der Fahrtgeschwindigkeit je nach der Richtung des Windes von vorn oder von der Seite, nach der Windstärke sowie nach der Richtung und Höhe des Seeganges gestaltet. Der Verlust an Vorwärtsbewegung, an Fahrt durch das Wasser, ist zudem nicht allein von Wind und Seegang abhängig, sondern auch noch eine Funktion der Schiffsgestalt, d. h. des Schiffsquerschnittes, der Schiffslänge, des Tiefganges, der Höhe der Schiffsaufbauten, der Maschinenstärke usf., so daß die verschiedenen Schiffstypen, wie Frachtdampfer, Postdampfer, Schnelldampfer, sich in dieser Hinsicht recht verschieden verhalten; Frachtdampfer verlieren unter Umständen bis 50%, Schnelldampfer bis 15% an ihrer normalen Geschwindigkeit, und schon deshalb würde es unwirtschaftlich sein, ohne jede Rücksicht auf Wind und Wetter dem Dampfer einfach die Innehaltung des kürzesten, an sich möglichen Weges stets vorzuschreiben[10]. Dazu kommt, daß alle Dampfschiffe, die schwächsten und die stärksten, so, wie auch die Segler, von den Meeresströmungen beeinflußt werden, indem ihre Fahrt über den Grund durch sie beschleunigt oder verlangsamt werden kann. Im Prinzip erlangen somit dieselben Faktoren wie bei den Segelschiffsreisen auch bei Dampferreisen ihre Geltung, wenn auch meist in wesentlich anderm Grade.

Den Hochstraßen des Weltverkehrs auf dem Atlantischen Ozean sind nun einige besonders wichtige Ausgangs- oder Eingangspforten eigen, nach denen die Dampfer von allen Himmelsrichtungen aus hinstreben; auf europäischer Seite ist es der Englische Kanal, auf amerikanischer New York, unterstützt von Baltimore und Philadelphia. Im Englischen Kanal kommen in dieser Hinsicht das uns schon bekannte Kap Lizard und, noch weiter westwärts, der Feuerturm auf Bishop Rock in Betracht, den die Dampfschiffe im Abstande von etwa 5 Sm* passieren; diese in 49° 47′ N-Br. und 6° 27′ W-Lg. gelegene Position befindet sich 313 Sm von Dover und 658 Sm von Cuxhaven oder Bremerhaven entfernt. Für die nach Südwesten und Süden

* 1 Seemeile (Sm) = 1,852 km.

steuernden oder von da kommenden Dampfer bildet die Insel Ouessant vor der Küste der Bretagne den Abfahrts- und Ansteuerungspunkt; wenn man sie in der Peilung SO und zugleich in einer Entfernung von 12 Sm hat, steht man auf 48° 34′ N-Br. und 5° 24′ W-Lg., ebenfalls am Ausgang des Englischen Kanals, und ist 305 Sm von Dover, 650 Sm von Cuxhaven-Bremerhaven ab. Auf der amerikanischen Seite gilt vor New York als Grenzpunkt zwischen der Ozeanfahrt und der Fahrt „auf dem Revier“ Sandy Hook oder der Ambrose-Kanal, vor Philadelphia Kap Henlopen, vor Baltimore Kap Henry.

Gleichwohl haben diese Grenzpunkte für den Dampferverkehr nicht annähernd die Bedeutung wie für den Segelschiffsverkehr, weil die Schlepphilfe, deren der Segler von da ab oder bis dahin häufig benötigt, für das Dampfschiff nicht in Frage kommt. Deshalb beziehen wir auch alle in den nachstehenden Ausführungen gegebenen Distanzen auf die Entfernung von Stadt zu Stadt, einschließlich also der etwa zu befahrenden Flußstrecken. Tafel XXVII, die die Lage der Dampferwege veranschaulicht, enthält die gleichen Zahlen, soweit nicht die Gesamtstrecke in mehrere Unterabteilungen zerlegt ist; in diesen Fällen gelten die am Wege stehenden Entfernungsangaben nur von einem kleinen Kreis zum andern [⊙].

I. Die Dampfschiffswege zwischen Westeuropa und New York

und den New York benachbarten Häfen der Ostküste Nordamerikas stehen an Verkehrsfrequenz und weltwirtschaftlicher Bedeutung allen übrigen Schiffswegen in den drei Ozeanen weit voran. Der Amerika und Europa verbindende Riesenverkehr spielt sich in der Hauptsache zwischen 50 und 40° N-Br. ab; dies sind so recht die geographischen Breiten der vorherrschenden Westwinde, die besonders im nördlichen Winter den Charakter schwerer, ja orkanartiger Stürme annehmen können. Reisen von Osten nach Westen sind deshalb häufig nicht leicht auszuführen, obwohl die Westwinde nicht ständig als solche, sondern mehr als starke veränderliche Winde wehen. Da aber im allgemeinen das hier zur Verwendung gelangende Dampfermaterial starken Beanspruchungen gewachsen sein muß, und ein vollständiges Umfahren der Westwindzone etwa durch einen großen nach Süden geschwungenen Bogen bei dem gewaltigen, über 1000 Sm notwendigen Umweg sich in fast allen Fällen verbietet, so heißt es für den westwärts bestimmten Dampfer „Gegenandampfen“, und man würde mit Vorteil vom Pentland Firth an der Nordküste Schottlands oder von Kap Lizard, bzw. Bishop Rock ab dem größten Kreis nach Kap Race an der Südostecke Neufundlands folgen und von da, in gehöriger Entfernung an dem gefährlichen Sable Island vorbei, Kurs auf Sandy Hook nehmen können, wenn nicht die ungünstigen Eis- und Nebelverhältnisse der Neufundland-Bank für einen erheblichen Teil des Jahres diesen kürzesten Weg unratsam, nicht selten geradezu unmöglich machten. Gewiß soll der moderne Dampfer seine Reisen tunlichst schnell machen, aber höher noch steht die Sicherheit des Betriebes, und bei den gewaltigen Kapitalien, die die heutigen Riesenschiffe ganz abgesehen von Ladung und Passagieren repräsentieren, haben alle wichtigen an dieser Fahrt beteiligten Dampfergesellschaften sich geeinigt, ihren Schiffsführern die Einhaltung gewisser transatlantischer Wege streng vorzuschreiben, von denen nur bei Einwirkung höherer Gewalt abgewichen werden darf.

Diese international vereinbarten, sogenannten konventionellen Dampferwege*

* Auf Tafel XXVII sind diese Wege durch stärkere Linien vor den übrigen Dampferwegen herausgehoben.

nehmen keine Rücksicht auf Wind und Strom, auch nicht auf den in der letzten Hälfte der Westreisen entgegensetzenden Golfstrom, sondern, und bei Erwägung aller Umstände mit Recht, Rücksicht allein auf Eis und Nebel. Wir sahen (S. 177, 178 u. 211), daß die Eissaison an der Südostkante und Südkante der Neufundland-Bank vom Ausgang des Winters bis in den Frühsommer dauert, und daß mit diesem Eis und kalten Wasser regional und zeitlich das Auftreten häufigen Nebels in der kritischen Gegend fast zusammenfällt. Unsichtigkeit der Luft ist aber für den rasch vorwärts strebenden Dampfer lästiger als Sturm; birgt sie doch in sich die Möglichkeit von Kollisionen der Schiffe untereinander und, bei Neufundland, von Kollisionen mit Eis. Kap Race wird daher während des ganzen Jahres gemieden; die vereinbarten Wege liegen durchweg südlicher. In der eis- und nebelarmen Zeit, von August bis Januar, kann man über den mittleren Teil der Neufundland-Bank ohne Bedenken fahren; Dampfer, die westwärts bestimmt ihre Ozeanreise zwischen dem 15. August und 14. Januar antreten, steuern daher auf dem größten Kreise nach 46° N-Br. unter 49° W-Lg. und von da weiter nach New York, während ostwärts bestimmte Dampfer 46° 30′ N-Br. unter 45° W-Lg. ansteuern und dann dem größten Kreise nach Europa folgen. Anders in der eis- und nebelreichen Saison, die vom 15. Januar bis 14. August gerechnet wird: da gilt die Vorschrift, daß der nach Nordamerika gehende Dampfer auf dem größten Kreise zunächst 42° N-Br. unter 47° W-Lg. zu erreichen hat, ehe er auf nahezu West-Kurs nach Sandy Hook hält; der von Amerika kommende Dampfer muß noch weiter südlich sich halten, er steuert nach 41° N-Br. ebenfalls unter 47° W-Lg. und nimmt dann erst den größten Kreis auf. In einigen ungewöhnlich eisreichen Jahren, als die Eisberge bis 40°, ja 38° N-Br. unter 50—45° W-Lg. herabgelangten, sind diese südlichen Wege nach vorhergegangener telegraphischer Verständigung unter den großen Dampfergesellschaften für kürzere oder längere Zeit noch erheblich weiter südwärts verlegt worden*.

Die Länge dieser vereinbarten Dampferwege und die Größe des Umweges, den sie gegenüber dem kürzesten Wege via Kap Race verlangen, berechnet sich für Cuxhaven und Bremerhaven als Ausgangs- und Endpunkte der europäischen Seite — die Entfernung nach und von New York ist für beide Plätze praktisch dieselbe — durch Addition der auf Tafel XXVII eingeschriebenen Distanzen folgendermaßen.

1. Kürzester Weg nördlich um Schottland (Orkney-Inseln, Fair-Insel) — Kap Race.

Bremerhaven oder Cuxhaven — New York } Aus- und Heimreise = 495 + 1939 + 1024 Sm = 3458 Sm.

Bei Benutzung des Pentland Firth ermäßigt sich diese Entfernung sogar auf 3420 Sm. Diese Wege kommen aber, da die meisten in der amerikanischen Fahrt beschäftigten Dampfer in der südlichen Nordsee oder im Englischen Kanal noch Häfen anzulaufen haben, wenig in Betracht.

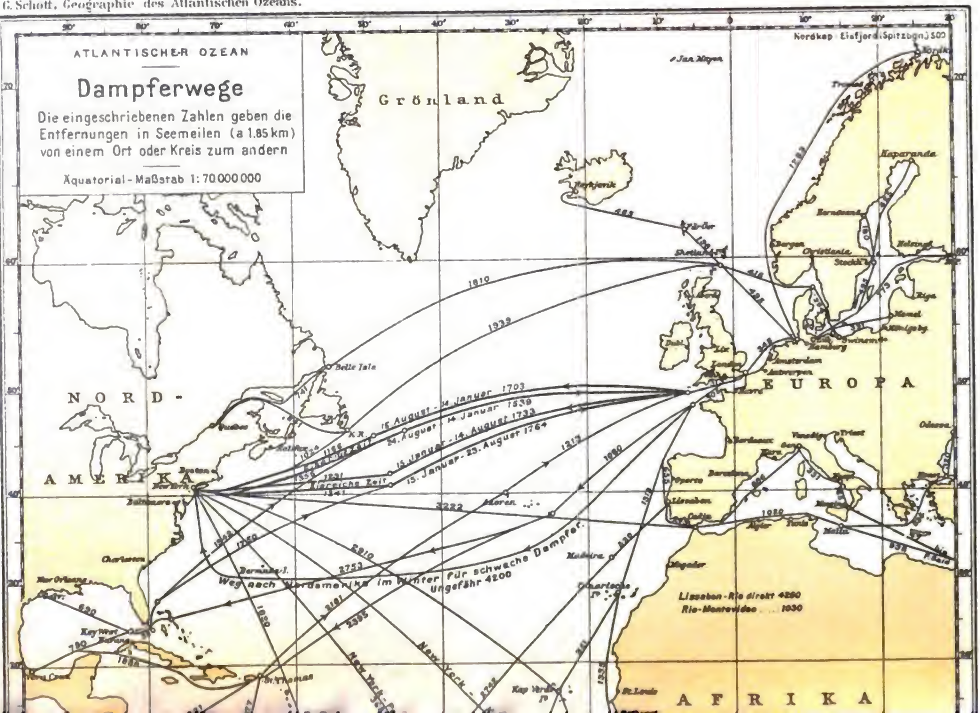
2. Kürzester Weg via Bishop Rock — Kap Race.

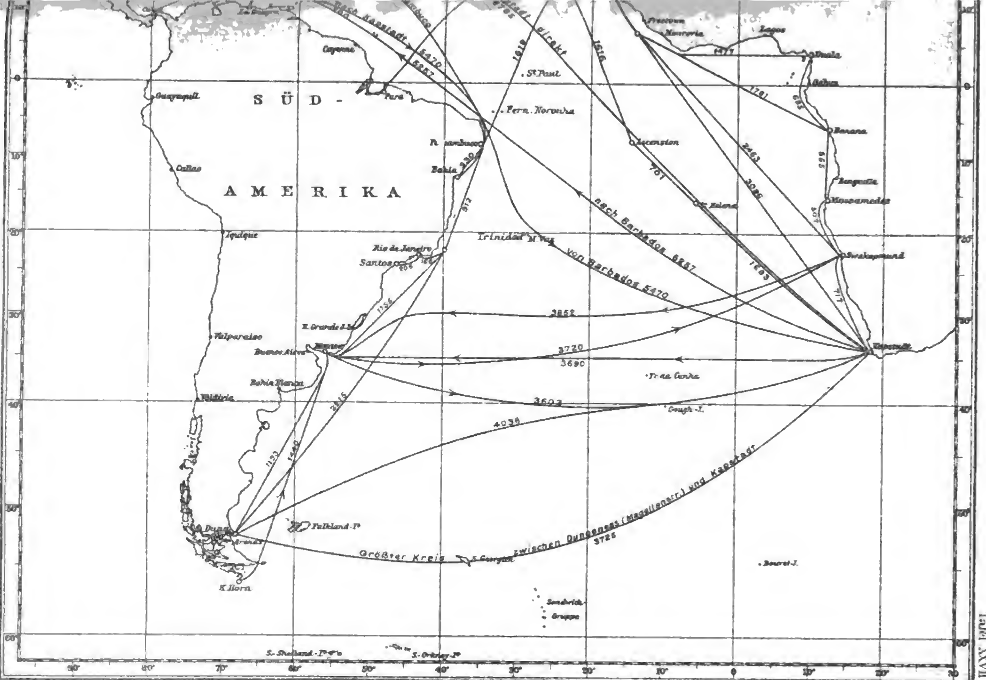
Bremerhaven oder Cuxhaven — New York } Aus- und Heimreise = 345 + 313 + 1841 + 1024 Sm = 3523 Sm.

3. Vereinbarte Wege in der eisarmen Zeit über die Neufundland-Bank hinweg.

Bremerhaven oder Cuxhaven — New York } Ausreise = 345 + 313 + 1703 + 1166 Sm = 3527 Sm | 4 } Sm mehr gegen 2.
Heimreise = 1356 + 1539 + 313 + 345 Sm = 3553 „ | 30 }

* Dies ist z. B. im Mai und Juni 1912 der Fall gewesen, als die Eisberge in gewaltiger Zahl und fast bis zum 38. Breitengrad südwärts gelangt waren; vgl. die Notiz auf S. 178.


ATLANTISCHER OZEAN
Dampferwege
Die eingeschriebenen Zahlen geben die Entfernungen in Seemeilen (a 1.85 km) von einem Ort oder Kreis zum andern
Äquatorial-Maßstab 1:70000000
Grönland
NORD-AMERIKA
EUROPA
AFRIKA
Nordkap-Eisfjord (Spitzbgn.) 500
Jan Mayen
Reykjavik
Belle Isle
Lissabon-Rio direkt 4290
Rio-Montevideo ... 1030
Weg nach Nordamerika im Winter für schwache Dampfer. Ungefähr 4200
New York
Azoren
Bermuda-I.
Madeira
Kap Verde
St. Thomas
Key West
Charleston
New Orleans
Boston
Baltimore
Quebec
Halifax
Bergen
Christiania
Haparanda
Riga
Memel
Amsterdam
Antwerpen
Bordeaux
Oporto
Lissabon
Cadiz
Algier
Tunis
Malta
Triest
Odessa
Mogador
St. Louis
Vera Cruz
Belle Isle
15. August - 14. Januar 1703
24. August - 14. Januar 1539
15. Januar - 14. August 1733
15. Januar - 23. August 1764



Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg.

Verlag von C. Boysen in Hamburg.

4. Vereinbarte Wege in der eisreichen Zeit im Süden von der Neufundland-Bank entlang.

Bremerhaven oder Cuxhaven — New York	Ausreise = 345 + 313 + 1733 + 1231 Sm = 3622 Sm	99	Sm mehr
	Heimreise = 1241 + 1764 + 313 + 345 Sm = 3663 „	140	gegen 2.

Hierbei ist angenommen, daß die Dampfer direkt gehen; laufen sie, was meistens der Fall ist, Zwischenhäfen, z. B. Boulogne, Cherbourg, Southampton und dgl. an, so kommen noch rund 60 bis 100 Sm hinzu. Bei jeder Reise nach New York und zurück machen also unsre großen Postdampfer je nach der Saison mindestens 7180 bzw. 7380 Sm oder rund 13300 bzw. 13700 km über den Meeresgrund.

Auch die nördlich um Schottland gehenden Dampfer, ferner die aus der Irischen See von Queenstown, Liverpool usw. kommenden oder dorthin bestimmten Schiffe, soweit deren Reedereien der Vereinigung transatlantischer Dampfergesellschaften angehören, endlich viele zwischen dem Mittelmeer und New York verkehrenden Dampfer sind angewiesen, die vorhin nach Breite und Länge genau angegebenen Positionen anzusteuern, also in die Hauptwege zwischen Englischem Kanal und New York einzubiegen.

Die geschilderte Vereinbarung über feste Dampferwege zwischen Westeuropa und der Ostküste Nordamerikas bietet eine ganze Reihe wichtiger Vorteile für die Sicherheit des Verkehrs über den Nordatlantischen Ozean. Es ist tatsächlich eine Art Doppelgleis vorhanden, auf dem das Rechtsfahren gilt wie auf unsern Eisenbahnen; die Gefahr einer Kollision zwischen ausgehenden und heimkehrenden Dampfern wird dadurch vermieden. Nahe den Küsten konvergieren die Routen naturgemäß; aber im kritischen Teil der Fahrt, d. i. auf der amerikanischen Streckenhälfte, zumal in der Nähe der Neufundland-Bank, liegt der westwärts gerichtete Kurs 50 bis 60 Sm nördlich vom ostwärts gerichteten. Aus den uns bekannten Stromverhältnissen (S. 173) folgt, daß man in der Nähe von 50° W-Lg. regelmäßig bedeutende, oft sogar gewaltige Unterschiede in der Wassertemperatur antrifft. Aber auch die Lufttemperatur erfährt hier sehr häufig unvermittelte und mächtige Änderungen, wenn z. B. im Winter auf warmen, vom Golfstrom kommenden südwestlichen Wind stürmischer Nordwest folgt, der die eiskalte Luft des Innern Nordamerikas weit nach See hinaustreibt. Es kommt hier im Winter vor, daß der Dampfer ein 15° warmes Meer durchpflügt, gleichzeitig seine Insassen einen Schneesturm mit bis — 5° Lufttemperatur erleben; und es kommt anderseits im Sommer vor, daß trotz tropischer Hitze die Meeresoberfläche strichweise nur 0° aufweist (S. 224 und 225). Daher hier die Brutstätte der berüchtigten Neufundland-Nebel! Schlimm sind sie schon für die auf ihr monatelang arbeitenden französischen Fischer, die vielleicht urplötzlich aus dem Dunst einen hochragenden Dampfer auftauchen sehen, der wie ein Feind auf ihre schwanke Nußschale zukommt. Schlimmer ist, daß die ganze westliche Hälfte der Ozeanstrecke unter Nebel und überhaupt unter unsichtiger Luft viel zu leiden hat; häufig genug reicht die Nebelzone über Hunderte von Seemeilen hin. So hat ein Postdampfer auf einer Rückreise von New York im September 1903 — also in der an sich nebelarmen Zeit — andauernd von 50° W-Lg. bis 32° W-Lg. im Nebel fahren müssen, d. h. auf einer Strecke von 1050 Sm oder 1950 km, was der Entfernung von Berlin bis Neapel entspricht. Unter diesen Umständen bedeutet die räumliche Trennung der ausgehenden und heimkehrenden Dampfer eine vermehrte Sicherheit. Selbstverständlich bleibt scharfer Ausguck stets die erste Bedingung, zumal ja das Eis den vereinbarten Routen nicht aus dem Wege geht. Der transatlantischen

Segelschiffahrt ist nahegelegt, im beiderseitigen Interesse die Zone der konventionellen Dampferwege tunlichst zu meiden.

Die vereinbarten New Yorker Wege bieten den ferneren Vorteil, daß der Dampfer, dem wirklich ein ernster Unfall irgendeiner Art zugestoßen sein sollte, Aussicht auf Hilfe hat, indem er entweder auf seinem Wege gestoppt liegen bleibt und auf das nächste hinter ihm kommende Schiff wartet, oder indem er in den Kurs der Gegenkommer zu gelangen sucht. Die mit drahtloser Telegraphie ausgerüsteten Dampfer haben überdies fast in jedem Augenblick während der ganzen Reise mit hinter, vor oder quer von ihnen befindlichen ebenso ausgerüsteten Schiffen oder mit den Küstenstationen telegraphische Verbindung, woraus sich eine gar nicht hoch genug einzuschätzende Vermehrung der Sicherheit und eine Versicherung gegen schlimme Folgen eines Unfalles ergibt.

Wenn somit die geographische Lage dieser wichtigsten transatlantischen Dampferstraßen unter Berücksichtigung der natürlichen Verhältnisse gewählt und, soweit technische Erfindungen und menschliche Voraussicht eine Bürgschaft zu gewähren vermögen, alles geschehen ist, um die größte Sicherheit zu erreichen, so bleiben Verlängerungen der normalen Reisedauer trotzdem nicht ganz aus; im Winter bei den nach Westen gerichteten Fahrten sind sie sogar häufig, veranlaßt durch die Wucht andauernder Weststürme. Die maschinenstärksten Schnelldampfer erleben gelegentlich Verspätungen bis zu 24 Stunden und noch mehr; und gegen die ganz ungewöhnlich schweren anhaltenden Orkane des Februar 1899 haben die meisten Schiffe machtlos angekämpft, 12 Dampfer sind damals im Nordatlantischen Ozean verschollen.

Bei einer Würdigung der Vorteile der vereinbarten Dampferwege nach und von New York muß man im Auge behalten, daß hauptsächlich die ganz großen Schiffe ihrer Befolgung unterworfen sind. Es würde unökonomisch und geradezu untunlich sein, einem mittelgroßen oder kleineren Ozeandampfer die Innehaltung zur Pflicht zu machen. Diese Fahrzeuge müssen vielmehr in erster Linie Bewegungsfreiheit haben, um ihren Kurs jeweils der herrschenden Wetterlage anpassen zu können, sie können nicht „durchhalten“ wie die großen. Diejenigen Dampfschiffe, die infolge geringer Maschinenstärke oder infolge ihrer Ladung, z. B. mit Deckslast und dgl., Ursache haben, ein langwährendes Gegenandampfen gegen starke Winde und hohe See zu vermeiden, müssen sich im nördlichen Winter von vornherein zu einem großen Umweg entschließen. Während der transatlantische Segler in der gleichen Lage, wie wir sahen (S. 290), bis in das Passatgebiet steuern muß, um vom NO-Passat getrieben seine Westlänge abzulaufen, kommt es für den schwachen Dampfer natürlich nur darauf an, so weit südlich zu gehen, daß er aus dem Gebiet der starken Westwinde möglichst heraus gelangt; Windstillen und umlaufende Winde, wie sie zwischen Westwind- und Passatzone auftreten, braucht er nicht zu scheuen. Immerhin beträgt auch für ihn der Umweg oft bis zu 1000, ja 1200 Sm, wenn er südlich von den Azoren und dann auf fast 30° N-Br. nach Westen dampft, ehe er nordwärts nach seinem Bestimmungsorte zuhält (Tafel XXVII). Die Gegend der Bermuda-Inseln wird zu allen Zeiten häufig von recht unruhigem Wetter heimgesucht; man darf daher in solchen Fällen nicht zu früh nordwärts abhalten, wenn man sicher gehen will.

Nach Europa heimkehrend, benutzen natürlich auch die schwachen Dampfer die direkten, im Westwindgebiet liegenden Routen.

II. Auf den Dampfschiffswegen zwischen Europa, Westindien und Südamerika

kann man in vielen Fällen dem kürzesten Wege, dem größten Kreise folgen; es sind im allgemeinen leichte Reisen. Nur die erste Hälfte der Ausreisen nach dem Golf von Mexiko und nach Westindien verlangt, damit man möglichst bald aus dem Bereiche der vielgenannten Westwinde herauskommt, zunächst einen mehr südlichen Kurs, besonders zur Winterszeit, so daß man meistens die Azoren-Insel San Miguel nahebei passiert; dann erst wird auf loxodromischem Kurse oder auf größtem Kreise auf das Ziel zugehalten. Während die Eingangspforten in das Karibische Meer und in den Golf von Mexiko für Segelschiffe ziemlich weit östlich, meist bei den Kleinen Antillen, gewählt werden, kommen für den Dampfer dergleichen Umwege innerhalb der Tropen kaum in Frage. Aber auch der Dampfer vermeidet es, wenn er von Europa kommt, die engen Stellen der Florida-Straße in ihrer ganzen Ausdehnung von Nord nach Süd zu durchfahren; er steuert die Südostecke der Bahama-Insel Abaco an, geht dann quer durch den Golfstrom zur Florida-Seite hinüber und in den mexikanischen Golf hinein. Rückkehrend hält er sich aber begreiflicherweise gerade möglichst lang im stärksten Stromstrich des Golfstroms und umfährt daher die Bahamas im Westen und Norden.

Als noch bequemere Fahrten gelten die nach und von Brasilien sowie zum La Plata; man kann immer direkten Kurs steuern, die Reisen verlaufen zum großen Teil in den Passaten beider Halbkugeln, der äquatoriale Windstillengürtel ficht den Dampfer nicht an, die starken Versetzungen nach Westen in den Äquatorialströmen, nach Osten im Gegenstrom lassen sich durch kleine Kursänderungen von vornherein korrigieren. In den Winter- und Frühjahrsmonaten kommt es vor, daß die Luft zwischen Canarischen und Kapverdeschen Inseln nicht von Wasserdampf, sondern von Staubteilchen und Dunst erfüllt ist und die Orientierung erschwert; und manchmal muß der Dampfer auf der Rückreise schwer gegen steifen NO-Passat und daran bis nach Finisterre sich anschließende hartnäckige N-Winde andampfen: damit dürften aber auch alle besonderen meteorologischen Momente dieser Wege erschöpft sein.

III. Die Dampfschiffswege von Europa nach Süden und Südosten

schließen in sich die zum Mittelmeer und weiter nach Indien—Ostasien gehenden Reisen, außerdem den Verkehr nach West- und Südafrika. Die Fahrten nach Afrika fallen, da meist Madeira oder eine der Canarischen Inseln angelaufen wird, in ihrem ersten Teile mit denen nach Südamerika zusammen; sie nähern sich dann Kap Blanco und Kap Verde und zweigen schließlich nach den einzelnen Küstengebieten ab. Südlich vom Äquator muß der Dampfer auf der Ausreise andauernd recht gegen SO-Passat andampfen, während der nach der Ostküste Südamerikas bestimmte denselben Wind mehr und mehr querein erhält und daher meist wenig hinderlich empfindet. Der Passat hat nun nicht die gleiche mittlere Windstärke wie z. B. die Westwinde der mittleren und höheren Breiten; immerhin empfiehlt es sich für schwächere nach Südafrika bestimmte Dampfschiffe, wenn sie einen steifen SO-Passat antreffen, einen kleinen Umweg nach Westen zu machen, so daß sie den Wind mehr querein von Backbord (in der Fahrtrichtung also von links) bekommen: sie erreichen damit den weiteren Vorteil, auf der letzten Fahrtstrecke, auf der der Wind nach SW und W zu gehen pflegt, in einer günstigeren Position zu diesen Winden sich zu befinden; sie steuern dann das

Kapland etwa auf dem Kurs an, den Tafel XXVII für die von Barbados kommenden Dampfer angibt.

Während die Dampferreisen zwischen der Deutschen Bucht und New York ungefähr 3500—3600 Sm in jeder Richtung beanspruchen, steigen die vom Dampfschiff bei Reisen nach dem La Plata oder nach Kapstadt zu durchmessenden Entfernungen schon auf 6400 Sm. So ziemlich die längsten Strecken, welche innerhalb des Atlantischen Ozeans öfters, und zwar ohne Anlaufen eines Kohlenhafens, von Dampfern in direkter Fahrt zurückgelegt werden, dürften jedoch die Reisen zwischen der Ostküste Nordamerikas und Südafrika sein. Bei diesen

IV. Dampfschiffswegen zwischen Amerika und Afrika

fällt das schon S. 45 erörterte bedeutungsvolle Zurückweichen der nordamerikanischen Ostküste nach Westen hin erheblich in das Gewicht. Alle von Nordbreite über den Äquator nach Südbreite führenden Reisen sind infolgedessen von Amerika aus von vornherein länger als von Europa aus; sie sind aber auch unbequemer um deswillen auszuführen, weil das Gebiet des NO-Passates und der ihm zugehörigen Nordäquatorialströmung auf sehr langer Strecke durchfahren werden muß, und zwar gegen Wind und Strom. Fast noch ungünstiger liegen in diesem Sinne die Ausreisen von New York oder Westindien nach Brasilien. Bei einer Reise von New York nach Kapstadt, die auf dem kürzesten Wege 6785 Sm lang ist, wird man erheblich besser fahren, wenn man im nordatlantischen Gebiet zunächst nördlich vom größten Kreis bleibt, also ziemlich östlich nach den Kapverdeschen Inseln hinsteuert, und dann erst über Ascension und St. Helena nach Kapstadt geht; der hierdurch bedingte Umweg beträgt nur etwa 140 Sm (6920 Sm gegen 6785 Sm). Von Westindien, z. B. von Barbados nach Südafrika bestimmt, kann man nun begreiflicherweise den Äquatorialstrom nicht ganz vermeiden; doch wird es vorteilhaft sein, wie Tafel XXVII anzeigt, dem stärksten Stromstrich unter der nordbrasilianischen Küste möglichst aus dem Wege zu gehen und nach Passieren von Kap San Roque zunächst einen hochsüdlichen Kurs einzuschlagen, so daß man in der Nähe von Trinidad—Martin Vaz vorbeikommt und den SO-Passat etwas querein hat, ja sein Gebiet vielleicht ganz im Norden liegen läßt. Der Umweg gegen die auf der Rückreise naturgemäße kürzeste Route beläuft sich auf etwas über 200 Sm (5470 Sm gegen 5257 Sm); es darf als sicher angenommen werden, daß der Umweg wett gemacht wird durch größere Fahrt „durch das Wasser“ und „über den Grund“.

Die vorstehenden Beispiele können wohl in einer für geographische Zwecke genügenden Weise zeigen, nach welchen Erwägungen der Schiffsführer auf Grund langjähriger Erfahrungen die Kurse transatlantischer Dampfschiffe in seinen Karten niederlegt und die Einzelreisen darnach ausführt; wir sehen, zu welchen Umwegen man sich auch an Bord eines Ozeandampfers unter sorgsamer Berücksichtigung von Wind, Wetter, Strom, Kohlenverbrauch, Maschinenleistung usf. nicht selten entschließt.

V. Entfernungen auf den Dampfschiffswegen des Atlantischen Ozeans.
(Fig. 89.)

Die Dauer der Reisen der transatlantischen Segelschiffe rechnen wir ausschließlich von dem Passieren des Kap Lizard am Ausgang des Englischen Kanals, weil die Fahrt in der Nordsee und im Kanal unter ganz andern Bedingungen als im offenen Ozean vor sich geht, zum Teil sogar mit Hilfe von Schleppdampfern erfolgt (Fig. 85 und 86).

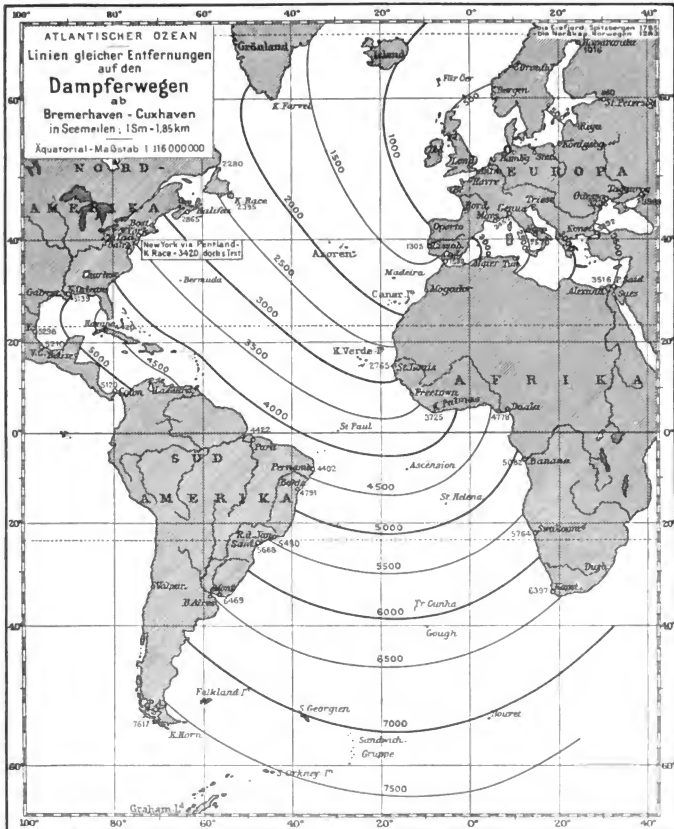


Fig. 89.

1. Die Entfernungen gelten nur für direkte Fahrten von der deutschen Bucht der Nordsee, ohne Anlaufen von Zwischenhäfen. Für Zwischenhäfen vgl. Tafel XXVII.
2. Den Entfernungen nach Nordamerika sind die kürzesten, an sich möglichen Wege zugrunde gelegt.

Bei den Reisen der transatlantischen Dampfschiffe entfällt dieser Umstand, und es wurden deshalb die Entfernungen auf den Dampferwegen unmittelbar von Bremerhaven, bzw. Cuxhaven aus berechnet, diesen beiden wichtigsten Abfahrts- und Ankunftsplätzen der deutschen Seeschiffahrt in der Deutschen Bucht der Nordsee; sie sind zudem gleich weit von Dover (345 Sm), von Bishop Rock (658 Sm) und von Ouessant (650 Sm) entfernt. Nur die für die Ostsee berechneten Entfernungszahlen gelten lediglich für Cuxhaven.

Reduziert man die aus Fig. 89 abzulesenden oder abzuschätzenden Entfernungen durch die stündliche Geschwindigkeit des in Frage kommenden Dampfers, also durch die Zahl der Knoten, die er läuft, so ergibt sich unmittelbar die wahrscheinliche Reisedauer in Stunden, die notwendig sind, um den betreffenden Hafen oder eine sonstige beliebige Stelle des Atlantischen Ozeans von der Deutschen Bucht aus — allerdings in direkter Fahrt — zu erreichen. Es sind die Kurven von je 500 zu 500 Sm Distanz eingezeichnet; da ein guter Durchschnittswert der Fahrtgeschwindigkeit der Frachtdampfer 10 Sm ist, braucht ein solcher Dampfer etwa 50 Stunden oder rund zwei Tage für die Zurücklegung der zwischen zwei Kurven befindlichen, senkrecht zu deren Verlauf zu denkenden Reisestrecke; ein Schnelldampfer von 20 Knoten Geschwindigkeit braucht nur je 25 Stunden oder reichlich einen Tag dazu*.

Aus der Deutschen Bucht abfahrend, kommen wir mit einer Dampfstrecke von 1000 Sm in südlicher Richtung bis Kap Finisterre und anderseits fast bis zur Südostküste Islands auf nordwestlichen Kursen, bei einer Reise nach der Ostsee gerade bis in deren äußerste Nordecke bei Haparanda. 2000 Sm auf dem Dampferweg entfernt liegen einerseits die dänischen Kolonien im südwestlichen Grönland und anderseits Plätze im Mittelmeer wie Valencia, Algier. Fast 2500 Sm, genauer 2452 Sm, haben wir von Cuxhaven oder Bremerhaven zu durchdampfen, um bis Genua zu gelangen; mit der gleichen Dampfstrecke ist aber auch schon Neufundland zu erreichen! Die Seereisen nach den Mittelmeerländern kommen also, wenn sie auch immer in der Nähe von Land entlang führen, bei Berücksichtigung lediglich der Distanz einer transatlantischen Fahrt zum Teil gleich; so haben wir bis Port Said 3516 Sm, eine Entfernung, die mit der zwischen der Deutschen Bucht und New York auf den nördlichen vereinbarten Dampferwegen zurückzulegenden Strecke bis auf rund 10 Sm übereinstimmt. Meistens werden die Entfernungen auf dem Seewege zum Mittelmeer ganz erheblich unterschätzt. Von Taganrog im Azowschen Meere, von wo zahlreiche Dampfer, mit russischem Getreide beladen, nach Bremen und Hamburg gehen, sind es gar rund 4000 Sm; mit nahezu der gleichen Dampfstrecke gelangen wir aber auch von Charleston, von St. Thomas in Westindien und vom Kap Three Points an der Oberguinea-Küste Westafrikas nach Hause. — Da die Kamerunküste unter derselben geographischen Länge wie die Deutsche Bucht der Nordsee sich befindet und der Weg nach und von Kamerun außerdem immer in relativer Landnähe entlang führt, so unterliegt man leicht der irrigen Vorstellung, als ob Kamerun eine uns besonders nahe gelegene Tropenkolonie sei; in Wirklichkeit ist der Weg dahin etwas weiter als der über den ganzen Ozean hinüber reichende Weg zum tropischen Westindien (Antillen, Venezuela, Trinidad).

* Will man während einer Reise die Uhrzeit haben, zu der ein einzelner Schnittpunkt oder Zielpunkt voraussichtlich erreicht wird, so muß man natürlich die aus dem Längenunterschied sich ergebende Änderung der Ortszeit sinngemäß berücksichtigen.

Die Entfernungsangaben für die ganze nordamerikanische Ostküste und für einige Teile Westindiens fallen verschieden aus, je nachdem sie für den Weg nördlich um Schottland oder durch den Englischen Kanal gerechnet werden. Daß für die nördlichen Häfen der Union die Fahrt nördlich um Schottland an sich eine kürzere Dampfstrecke erfordert, liegt auf der Hand; aber auch noch für die südlicheren Unionhäfen und bis in den Golf von Mexiko hinein würde der Weg via Pentland Firth kürzer sein. Kap Race ist von der Deutschen Bucht via Pentland mit 2395 Sm, via Englischen Kanal mit 2499 Sm zu erreichen: der Unterschied beträgt somit über 100 Sm. Tampico liegt von Cuxhaven oder Bremerhaven rund 5298 Sm entfernt, wenn der Dampfer nördlich um Schottland geht, aber 5377 Sm, wenn er durch den Englischen Kanal geht; der Unterschied ist immer noch fast 80 Sm zugunsten des ersteren Weges. Bei weiter östlich gelegenen Zielen verschwindet dieser Vorteil des Pentland-Weges schnell; so ist z. B. die Insel Sombrero, der bekannte Ansteuerungspunkt für St. Thomas in Westindien, bei Benutzung des Englischen Kanals schon um 20 Sm kürzer zu erreichen als via Pentland (4011 Sm gegen 4031 Sm).

Übrigens werden die Reisen nördlich um Schottland auch in den Fällen, wo sie kürzer als die durch den Englischen Kanal sein würden, bei Bestimmungen nach Süden nur selten gemacht, weil die Dampfer, ganz abgesehen davon, daß sie meistens Häfen am Kanal oder in Belgien-Holland anzulaufen haben, auf der Ausreise via Pentland Firth das Westwindgebiet in viel breiterer Zone zu durchqueren haben würden als wenn sie bei Kap Lizard den offenen Ozean betreten.

Die Westseite des Golfes von Mexiko ist, obwohl sie zwischen rund 20 und 30° N-Br. liegt, unter allen nordatlantischen Häfen doch am weitesten von unsrer Deutschen Bucht entfernt. Die für Tampico im mexikanischen Golf (unter dem nördlichen Wendekreis) berechnete Distanz von 5377 Sm würde genügen, um uns auf den üblichen Dampferwegen einerseits fast bis Rio de Janeiro unter dem südlichen Wendekreis zu bringen, anderseits bis zur Großen Fisch-Bai an der südwestafrikanischen Küste. Gleich weit entfernt sind für uns die La-Plata-Mündung und das Kap der Guten Hoffnung; die 6400 Sm vermag ein direkt durchfahrender Postdampfer von rund 15 Sm stündlicher Geschwindigkeit in 18 Tagen zurückzulegen. Mehr als 1000 Sm größer, nämlich 7505 Sm, ist die Dampferdistanz nach dem Osteingang zur Magellanstraße; um 350 Sm geringer aber die Entfernung nach der Region der Bouvet-Insel im südöstlichsten Teil des Südatlantischen Ozeans, da uns dorthin schon die Zurücklegung von 7156 Sm bringen würde. Das im äußersten Süden des Atlantischen Ozeans bekannte feste Land, Coats Land, unter 73° S-Br. und 20° W-Lg. vom Polarschiff „Scotia" gesichtet und nahezu erreicht, wäre, wenn einer unsrer mächtigsten Schnelldampfer von reichlich 23 Knoten Durchschnittsgeschwindigkeit zur Verfügung stünde und er genügend Kohlenvorrat mitnehmen könnte — Eisfreiheit der südlichen Gewässer natürlich auch vorausgesetzt — immerhin schon in 14½ Tagen von Cuxhaven-Bremerhaven zu erreichen, da die Distanz auf 8100 Sm oder 15000 km zu veranschlagen ist.

§ 71. Die wirtschaftliche Bedeutung der transatlantischen Verkehrswege.

(Fig. 90.)

Aus den Reisen der Segelschiffe und der Dampfschiffe setzt sich, freilich zu sehr ungleichen Teilen, der Gesamtverkehr auf dem Atlantischen Ozean zusammen; entwerfen wir nach dem Netto-Raumgehalt der auf den verschiedenen Verkehrslinien sich

bewegenden Fahrzeuge ein Bild von der Verschiedenheit der wirtschaftlichen Bedeutung dieser einzelnen Wege und berücksichtigen wir, um die kommerzielle Bedeutung des Atlantischen Ozeans als solchen zu kennzeichnen, zugleich auch die Verkehrssummen in den zwei andern großen Ozeanen, so erhalten wir eine Weltkarte etwa wie Fig. 90; auf ihr ist nach einer Untersuchung ECKERTS[11], und zwar auf Grund einer Statistik des Jahres 1901, in übersichtlicher Weise durch die jeweilige Breite der den einzelnen Routen entsprechenden „Verkehrsbänder" das verschiedene Gewicht der einzelnen Meeresgegenden für Handel und Verkehr, also ihre verkehrsgeographische Bedeutung, dargestellt.

Sofort in das Auge fällt die alles überragende Stellung des Atlantischen Ozeans, im besonderen die des Nordatlantischen. Ist diese Stellung auch an und für sich bekannt, so wirkt das Bild doch wohl überraschend. Der Stille Ozean, von dessen wirtschaftlicher Erschließung so viel geschrieben und geredet wird, bleibt im Weltverkehr trotz seiner Größe, ja vielleicht gerade wegen seiner Größe, doch noch ein Kind gegenüber dem Atlantischen Ozean, und auch die Eröffnung des Panama-Kanals wird daran kaum viel ändern; er wirkt bis heute mit seinen riesigen Flächen tatsächlich mehr trennend als verbindend. Der Indische Ozean ist aber nach vielen Richtungen hin, z. B. für den ostasiatischen und australischen Verkehr, nur ein Durchgangsmeer.

Ganz anders der Atlantische Ozean: er trennt nicht, er verbindet die Nationen, die ihm anwohnen, schon vermöge seiner schlanken Gestalt, die durch alle Zonen reicht. Der auf ihm sich abspielende Seeverkehr ist etwa viermal größer als der des Indischen und Stillen Ozeans zusammengenommen. Und innerhalb des Atlantischen Ozeans umfaßt wieder allein die nordatlantische Straße, welche die Verbindung zwischen den Westküsten Nordeuropas und den Ostküsten Nordamerikas herstellt, mehr als die Hälfte des ein- und ausgehenden Verkehrs sämtlicher Weltstraßen. Diese Tatsache kann der Wirtschaftsgeograph gar nicht eindringlich genug hervorheben; sie ist auch politisch bedeutsam, weil sie die überragende Wichtigkeit der amerikanischen Vereinigten Staaten für die Alte Welt dokumentiert. Leidet der Verkehr auf diesem Hauptwege unter irgendwelchen schwierigen Verhältnissen, so leidet der Lebensnerv der transozeanischen Schiffahrt überhaupt. Die Anschauung, daß in solchen Zeiten die Schiffahrt durch Bevorzugung andrer Wege und Verkehrsbeziehungen sich Ersatz beschaffen könne, ist nur sehr bedingt richtig. Nach den Aufzeichnungen für das Jahr 1901 waren rund 23,8 Millionen Registertons Schiffsraum in dem nach Europa gehenden und rund 23 Millionen in dem von Europa ausgehenden Seeverkehr auf dem eben genannten Hauptwege quer über den Nordatlantischen Ozean beschäftigt.

An zweiter Stelle steht zunächst der Weg zum Europäischen Mittelmeer, weil er eine Teilstrecke der drei großen Seestraßen nach Indien-Ostasien, Ostafrika und Australien ist. Innerhalb des eigentlichen Atlantischen Ozeans jedoch nimmt die zweitwichtigste Position der Schiffsverkehr mit der Ostküste Südamerikas ein, im speziellen die Fahrt nach und von Brasilien sowie nach und vom La Plata; es kommt dabei in Betracht, daß diese Gegenden auch einen vergleichsweise sehr bedeutenden direkten Verkehr mit der amerikanischen Union pflegen, und es darf im Hinblick auf den gewaltigen Aufschwung Argentiniens, das zumal in den letzten zehn Jahren alle andern Republiken Südamerikas in kultureller Entwicklung weit hinter sich gelassen hat, eine fernere Zunahme des Verkehrs auf dieser südatlantischen Route erwartet werden. Die wirt-

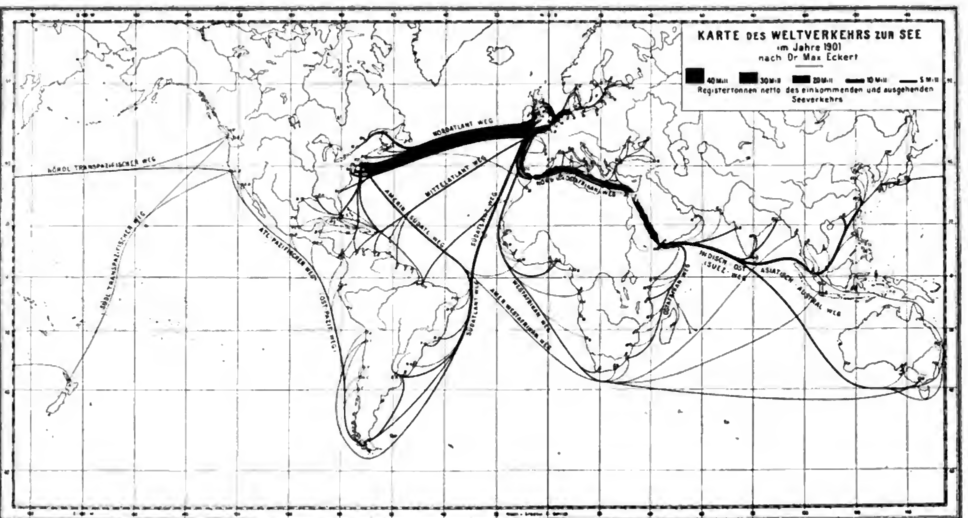


Fig. 90.

Die Lage der einzelnen Verkehrsbänder auf dieser Karte entspricht **nicht** der geographischen Lage der tatsächlich eingehaltenen Seewege.

Mill. = Millionen.

schaftliche Bedeutung des Seeverkehrs mit Westindien kann heute nur an dritte Stelle gebracht werden; vor 15 bis 20 Jahren noch rangierte sie an zweiter. Vergleichsweise unbedeutend erscheint im ganzen immer noch der Verkehr mit Westafrika. Er beläuft sich für aus- und eingehenden Schiffsraum zusammengenommen nur auf etwa 3,5 Millionen Registertons im Jahr, also auf den 14. Teil der nordatlantischen Hauptroute; dabei ist ihm der Güteraustausch sowohl mit Marokko als auch mit dem Kapland eingerechnet.

Für den Geographen bleibt die Tatsache in erster Linie wichtig, daß auch in der Gegenwart, so wie früher, Welthandel und Weltverkehr vorwiegend atlantisch sind und bis zu einer noch nicht absehbaren Zukunft diesen Charakter behalten werden; die Vorherrschaft des atlantischen Verkehrs liegt rein geographisch und in der historischen Entwicklung der Kulturländer an seinen Gestaden fest begründet.

§ 72. Der atlantische Telegraphenverkehr.

(Tafel XXVIII.)

I. Allgemeines[12].

So, wie dem Schiffsverkehr zwischen Europa und den Vereinigten Staaten von Nordamerika über alle andern transatlantischen Verkehrsbeziehungen ein Übergewicht zukommt, so ist auch der Telegraphenverkehr auf diesem Wege von jeher weitaus der größte. Bei den ungemein vielseitigen, reichen kulturellen Beziehungen zwischen der Alten und Neuen Welt haben naturgemäß auf diesem Wege die ersten Versuche, den Ozean telegraphisch zu überbrücken, stattgefunden. Seit Sommer 1866, also seit noch nicht vollen 50 Jahren, sind die Erdteile Nordamerika und Europa in einer ununterbrochenen Kabelverbindung, die den Boden des Atlantischen Tales als Unterlage benutzt. Es waren damit 1866 Bemühungen von Erfolg gekrönt, denen sich rund 20 Jahre hindurch diesseits und jenseits des Meeres Gelehrte, Physiker und Ingenieure sowie Kaufleute unterworfen hatten[13]; Kaufleute nicht in letzter Linie, denn die Beschaffung der sehr großen Geldmittel (12 bis 14 Millionen Mark per Kabel) gestaltete sich damals bei der ungeklärten Zukunft der Kabeltelegraphie mindestens ebenso schwierig wie die Lösung der technischen Fragen.

1843 war die Guttapercha in Europa bekannt geworden, und schon von 1846 ab führte unser Landsmann Werner Siemens durch Guttapercha isolierte Telegraphenleitungen unterseeisch mit gutem Erfolge aus, z. B. in Häfen, in der Nord- und Ostsee usw. In den Jahren 1857 und 1858 wurden die zwei ersten transatlantischen Kabel zwischen Irland und Neufundland verlegt, doch riß das erste schon während der Ausgabe, das zweite versagte dauernd nach einem Monat. Der wiederholte Mißerfolg entmutigte die gemeinsam arbeitenden amerikanischen und englischen Interessenten nicht; in den Sommern 1865 und 1866 wurde je ein neues Kabel für die in London errichtete und noch heute bestehende Anglo American Telegraph Company verlegt, und wenn auch diese beiden Kabel später ebenfalls verlassen werden mußten, so besteht doch, wie erwähnt, seit 1866 der ununterbrochene Telegrammverkehr.

Damit war die Bahn gebrochen; in den siebziger und besonders in der ersten Hälfte der achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts brachten der fast sprungweise zunehmende Handelsverkehr, außerdem die politischen Bedürfnisse vieler Staaten eine

derartige Vermehrung der nach der Ostküste Nordamerikas führenden Kabel, daß heute auf dem sogenannten nordatlantischen Telegraphenplateau und südlich davon über die Azoren gehend 16 Kabel liegen, unter ihnen auch zwei deutsche (siehe unten). Von Nordamerika aus wurden ferner schon 1875 Verbindungen nach Westindien, Mexiko und der Ostküste Südamerikas eingerichtet; die direkte telegraphische Verbindung Europas mit Südamerika über Madeira—St. Vincent, Kapverdesche Inseln—Pernambuco datiert dagegen erst aus dem Jahre 1882.

Südafrika hat ebenfalls zunächst nur auf Umwegen, nämlich über Aden und die Ostküste, telegraphischen Verkehr mit Europa erhalten; dann kam 1885 eine Verbindung mit Westafrika, bis schließlich die von Norden und von Süden kommenden Leitungen sich zusammenschlossen und hiermit der schwarze Erdteil von Küstenkabeln umfaßt war. Eine unmittelbare, sozusagen direkte Leitung nach dem Kapland via Ascension—St. Helena ist dann erst 1900 in Betrieb genommen, als Teil des „allbritischen" Kabels um die ganze Erde. Auch heute noch fehlt — wie schon aus Tafel XXVIII ersichtlich ist[14] — eine transatlantische Telegraphenleitung quer über den Südatlantischen Ozean zur unmittelbaren Verbindung von Brasilien oder den La-Plata-Staaten mit Südafrika; bei dem vollständigen Mangel bedeutender direkter Handelsbeziehungen zwischen der Ostküste Südamerikas und der Westküste Südafrikas dürfte an eine solche Verbindung in absehbarer Zeit auch nicht zu denken sein. Verkehrsgeographisch liegt eben in dem Südatlantischen Ozean die Situation durchaus verschieden von der in dem Nordatlantischen Ozean; während in diesem die west-östlich gerichteten Beziehungen weit überwiegen, sind in jenem alle wichtigen Verkehrslinien im wesentlichen meridional gerichtet. Dies kam schon in dem auf den einzelnen Schiffahrtswegen erreichten Handelsverkehr zum Ausdruck; es gilt aber auch von den überseeischen Kabellinien.

Mittelbar wurde die Verlegung der atlantischen Telegraphenkabel für unsre geographische Kenntnis des Ozeans von kaum zu überschätzender Bedeutung. Infolge der Notwendigkeit, auf das genaueste die Bodenformen der Region, der das Kabel anvertraut werden soll, zu kennen, sind die atlantischen Tiefen so sorgsam abgelotet worden wie es niemals von wissenschaftlicher Seite allein hätte geschehen können (§ 6). Die große Mehrzahl der wichtigen Einzelgestaltungen des atlantischen Bodenreliefs würde uns überhaupt noch unbekannt sein; wir erinnern nur an die Untiefen und Bänke zwischen den Azoren, Canaren und der Straße von Gibraltar. Und stets wird es eins der unvergänglichen Verdienste M. F. Maurys bleiben, schon in den vierziger Jahren des vorigen Jahrhunderts die Tiefseelotungen eingeführt zu haben, da er von der praktischen und wissenschaftlichen Notwendigkeit dieser Arbeiten durchdrungen war.

II. Die transatlantischen Kabel zwischen Europa und Nordamerika.

Im Verkehr zwischen Europa und Nordamerika arbeiten z. Z. 16 Kabel, von denen 12 ihren europäischen Landepunkt in Großbritannien und Irland (Valentia) haben, 2 in Frankreich bei Brest, 2, nämlich die deutschen, in Borkum-Emden. Der amerikanische Landepunkt liegt bei 12 auf Neufundland oder Neuschottland, bei einem französischen auf der Insel St. Pierre nahe der Südküste Neufundlands, für ein andres französisches Kabel bei Rockport-Boston; nur die zwei deutschen Kabel münden ohne längere Landleitung direkt in New York (Coney Island). Während aber die meisten

der Kabel (13 von 16) das atlantische Tal ohne Zwischenstützpunkt überqueren, führen die zwei deutschen über Horta auf den Azoren, desgleichen ein amerikanisches.

In den ersten Jahren suchte man sich fast stets die Stelle aus, wo der Atlantische Ozean am schmalsten ist, also von der Südwestecke Irlands ungefähr auf dem größten Kreise hinüber nach St. Johns an der Ostseite Neufundlands. Später, als man aus naheliegendem Grunde die Kabel dem eigentlichen amerikanischen Festland direkt zuzuführen wünschte, ging man etwas südlicher, und dies um so mehr, als man das flache Wasser der Neufundland-Bank selbst tunlichst zu meiden suchen mußte. In der Tat führen die Kabel nach Neuschottland und der Kap-Breton-Halbinsel mit einer Ausnahme alle im Süden um die 200-m-Linie der Neufundland-Bank herum.

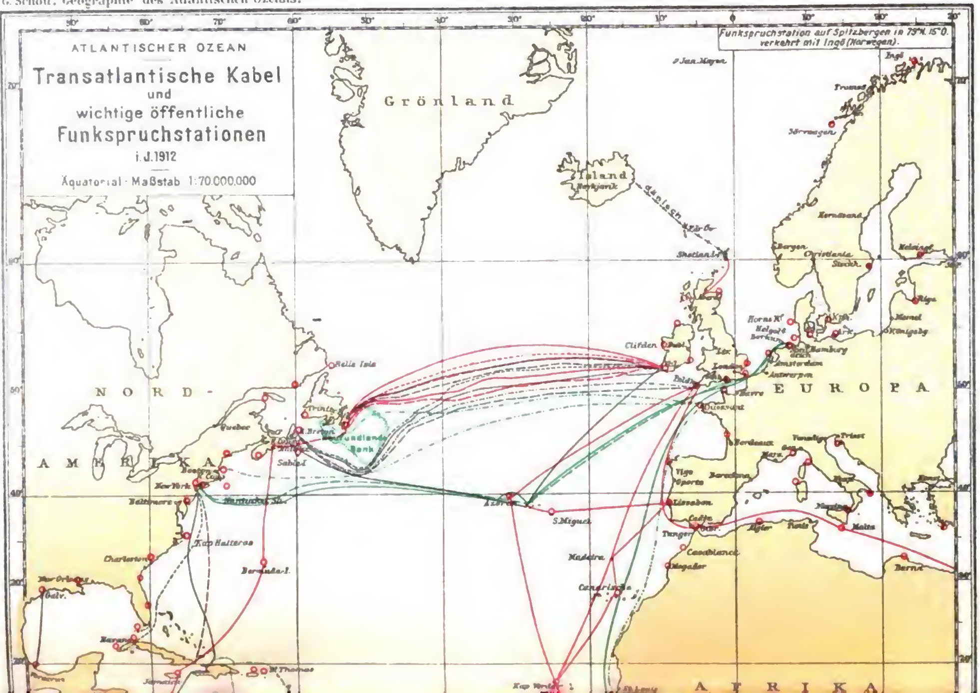
Was die Nationalität der 16 nordatlantischen Kabel betrifft, so sind fünf in britischem Besitz; vier gehören nämlich der Anglo American Telegraph Company, eins der Direct United States Cable Company, beide mit dem Sitz in London. Sieben Kabel sind in Amerika beheimatet, insofern fünf von der Commercial Cable Co. (Mackay Bennett) und zwei von der Western Union Telegraph Company (Gould) in New York verlegt sind. Zwei französische Kabel sind Eigentum der „Compagnie française des câbles télégraphiques" in Paris, und zwei endlich gehören der am 21. Februar 1899 gegründeten Deutsch-Atlantischen Telegraphengesellschaft mit dem Sitz in Köln. Von einem englischen Monopol im Telegrammverkehr mit Nordamerika kann schon seit langer Zeit nicht mehr gesprochen werden, um so weniger, als nach schwerem Tarifkampfe gegenüber englischen Pool-Bestrebungen die amerikanische Gruppe der Commercial Cable Co. sich die Selbständigkeit sicherte; an diese amerikanische Gruppe schloß sich die deutsche an.

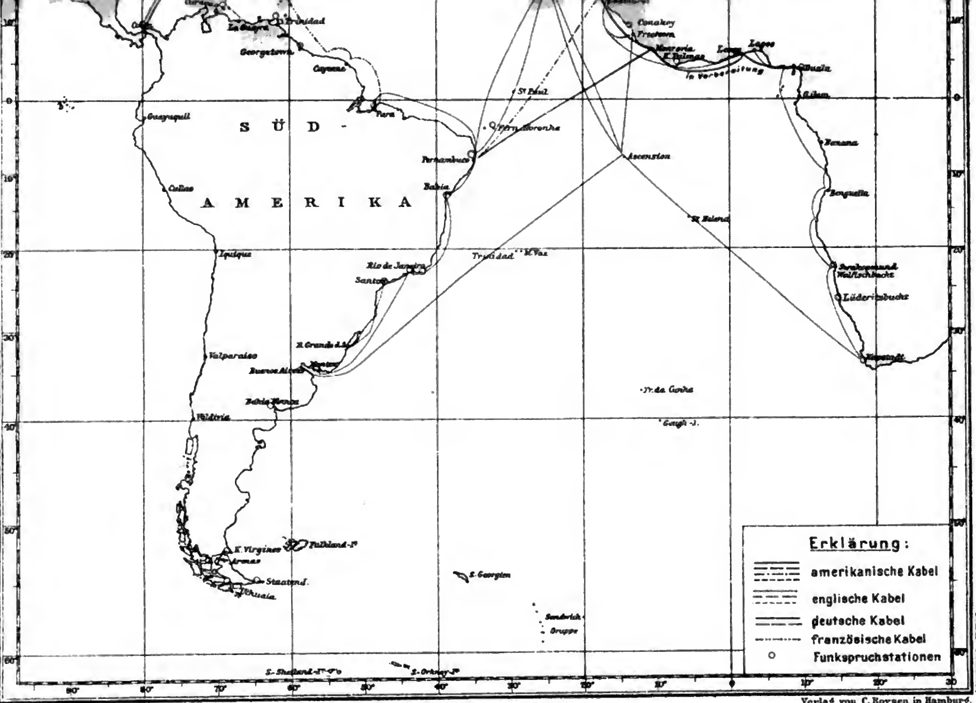
Die zwei deutschen Kabel haben insofern eine eigenartige geographische Lage, als sie am südlichsten verlaufen, im Westen sogar zwischen 38° und 39° N-Br., und außerdem nicht in Westeuropa landen, sondern direkt durch den Englischen Kanal und die Nordsee hindurch zur deutschen Küste führen (Tafel XXVIII). Das im Jahre 1900 in Betrieb gekommene erste deutsche Kabel war von einer englischen Firma geliefert und von einem englischen Kabelleger verlegt. Da schon im Jahre 1901 der Verkehr auf diesem Draht weit über drei Millionen Worte erreichte, wurden beschleunigt alle Schritte getan, um eine zweite deutsche Verbindung herzustellen; diesmal fertigten die Norddeutschen Seekabelwerke das Kabel, und ihr Dampfer „Stephan" legte es 1903/04 aus[15]. Die Länge des Kabels I vom Jahre 1900 beträgt 7676 km von Borkum bis New York, die entsprechende Länge des Kabels II vom Jahre 1903/04 7911 km. In Horta (Azoren) werden die Telegramme heute nicht mehr umtelegraphiert, sondern sie gehen von Horta automatisch unter Einschaltung eines Trommel-Kabelrelais[16] direkt weiter, so daß auf Anruf von Emden sofort und direkt New York antwortet: damit ist nicht nur eine wesentliche Beschleunigung, sondern auch eine vermehrte Sicherung der richtigen Überkunft der Mitteilungen erreicht.

III. Die übrigen atlantischen Kabelverbindungen.

In der Bewältigung des unmittelbaren zwischen Deutschland und den Vereinigten Staaten vor sich gehenden Depeschenaustausches erschöpft sich nun die Bedeutung der eben erwähnten zwei deutschen Kabel nicht; denn es werden ihnen auch in Deutschland aufgegebene Telegramme nach darüber hinausgelegenen überseeischen Ländern zugeleitet, besonders solche nach Mexiko, ganz Westindien, Venezuela usw., ja unter

G. Schott, Geographie des Atlantischen Ozeans.





Graph. Anstalt von J. Köhler in Hamburg

Verlag von C. Boysen in Hamburg.

Umständen solche nach China und via Yap-Menado nach Australien. Ähnliches gilt auch von den übrigen transatlantischen Kabeln. Drei westindische Verbindungen sind wichtig; die eine (britische) geht von Halifax über die Bermudas nach Jamaika-Colon, die zweite (drei amerikanische Kabel) von New York nach Kuba und Haiti-Colon. Die dritte (französische) Verbindung zieht von Pará über Cayenne, Martinique ebenfalls nach Haiti. In Pará hat dies Kabel Anschluß an das über die gesamte südamerikanische Ostküste weitverzweigte Netz der britischen Western Telegraph Company, das ausgehend von Europa via Madeira und die Kapverdeschen Inseln in Pernambuco das Festland erreicht. Auch Frankreich selbst hat von Brest aus über Dakar eine eigene Verbindung mit Brasilien, aber auffälligerweise keinen eigenen Anschluß nach Pará an sein westindisches Kabel (Tafel XXVIII).

Die bis vor kurzem einem Monopol gleichkommende Vorherrschaft britischer Kabel im Verkehr mit Brasilien und den La-Plata-Staaten einschließlich Chile und Peru ist seit Februar 1911 für Deutschland dadurch weggefallen, daß wir durch die Deutsch-Südamerikanische Telegraphen-Gesellschaft eine rein deutsche Verbindung Borkum-Tenerife-Monrovia-Pernambuco erhalten haben.

Die Teilstrecke des eben erwähnten deutschen Kabels bis Monrovia wird auch für unsern ostwärts gerichteten Verkehr zunächst nach West- und Südafrika ungemein wichtig werden, da es nur eine Frage der Zeit sein kann, bis eine Verlängerung via Kamerun nach Deutsch-Südwestafrika und dem Kapland erfolgt sein wird. Augenblicklich können wir noch keine einzige unsrer afrikanischen Kolonien auf deutschem Draht bedienen[17]. Der atlantische Teil des allbritischen Weltkabels zieht von England über Madeira und die Kapverden nach Ascension, St. Helena und Kapstadt; er untersteht der Eastern Telegraph Company in London. Von Ascension zweigt noch ein ebenfalls britisches, der Western Telegraph Company gehörendes direktes Kabel nach dem La Plata ab, so daß die einsame von Schiffen nur wenig angelaufene Insel Ascension eine wichtige Telegraphenstation darstellt.

Im Süden hören Seekabel unter rund 35° S-Br. im Atlantischen Ozean auf, am Kap der Guten Hoffnung aus geographischen Gründen — die Agulhas-Bank mit ihrer bei Sturm bis zum Grund aufgewühlten See und ihrem ungemein steinigen Boden ist so wenig wie die Neufundland-Bank geeignet, ein Kabel zu tragen, und deshalb findet sich zwischen Kapstadt und Durban die einzige Lücke in dem Afrika sonst voll umschließenden Kabelnetz; auf der amerikanischen Seite hören sie südlich vom La Plata um deswillen auf, weil der Landtelegraph durch Patagonien und über die Anden bequem genug geführt werden konnte.

Etwas anders liegt die Sache in den höheren nördlichen Breiten des Atlantischen Ozeans; hier sind durch die Tätigkeit der „Großen Nordischen Telegraphen-Gesellschaft" zu Kopenhagen nicht nur verschiedene Kabel quer durch die Nordsee und längs der Ostsee verlegt, sondern es besteht seit 1906 auch von den Shetlands über die Fär Öer nach Seydisfjord an der Ostküste Islands eine 988 km lange Verbindung, die für die telegraphische Wettervorhersage noch Bedeutung zu erlangen verspricht. Hier liegen also Kabel bis weit über 60° N-Br. hinaus, ganz abgesehen von den norwegischen Landtelegraphen jenseits des Polarkreises. Spitzbergen und Grönland werden kaum jemals Kabelverbindung mit der Kulturwelt erhalten; dafür wird die drahtlose Telegraphie eintreten, wie dies ja bei Spitzbergen seit 1911 schon der Fall ist.

IV. Länge der atlantischen Kabel. Funkspruchstationen am Atlantischen Ozean.

Die Länge der zwei deutschen Kabel zwischen Emden und New York wurde zu 15587 km angegeben (S. 308). Rechnen wir dazu die Längen der übrigen 14 transatlantischen Verbindungen zwischen Europa und Nordamerika, so ergibt sich der gewaltige Betrag von 78753 km[18], und bei Einschluß auch der transatlantischen direkten Verbindungen Europas mit Südamerika und Südafrika der Betrag von 108872 km. Hierzu kommen noch die sehr zahlreichen Einzelkabel an der Westseite des atlantischen Tales, also z. B. die Verbindungen zwischen den Vereinigten Staaten und Westindien, Südamerika, die wir als transatlantisch im obigen Sinne hier nicht bezeichnen — ihre Länge ist zu 45967 km berechnet —, und die entsprechenden Einzelkabel an der Ostseite des atlantischen Tales mit 60885 km, wobei die Mittelmeerkabel sowie Nord- und Ostseekabel ausgeschlossen bleiben.

Aus allem ergibt sich für die dem eigentlichen Atlantischen Ozean anvertrauten Telegraphenkabel eine Gesamtlänge von rund 216000 km, eine Länge, die bei Hinzunahme der Kabel im Mittelmeer und in unsern heimischen Meeren auf nahezu 250000 km anschwellen würde. Wenn wir nun bedenken, daß diese Kilometerzahl den Erdumfang mehr als sechsmal übertrifft und mehr als die Hälfte der Entfernung der Erde vom Monde ausmacht, so gewinnen wir schon eine Vorstellung von den Leistungen, die hier im Laufe weniger Jahrzehnte im Interesse des Weltverkehrs fast ausschließlich von privaten Vereinigungen vollführt worden sind.

Es wird ferner der zahlende Verkehr der allerdings durchweg sehr stark belasteten transatlantischen Kabel zwischen Europa und der Union zu rund 30 Millionen Worten im Jahr oder etwa 2 Millionen Worten per Kabel angegeben; auch dies mag, rein äußerlich behandelt, uns eine weitere Anschauung davon gewähren, welch enorme wirtschaftliche, politische und persönliche Beziehungen zwischen den Bewohnern der Alten und der Neuen Welt unter Benutzung der tiefen Tiefen des Atlantischen Ozeans gepflegt werden.

Über die spätere Ausdehnung des Kabelnetzes läßt sich schon um deswillen Bestimmtes kaum sagen, weil mit der drahtlosen Telegraphie in den atlantischen Verkehr, und zwar auch in die atlantische Großschiffahrt, ein neuer Faktor hereintrat, dessen künftige Entwicklung wir noch nicht annähernd zu überblicken vermögen. Sicher ist, daß die Funkentelegraphie an nicht wenigen Stellen die Kabeltelegraphie schon heute aus dem Felde schlägt und besonders an vielen Küstenpunkten kürzere, aber schwierig zu verlegende Kabel überflüssig gemacht hat. Tafel XXVIII enthält mit Auswahl die wichtigsten bis Frühjahr 1912 an den atlantischen Küsten errichteten Funkspruchstellen. Diese Stationen[19] sind bereits ein unentbehrliches Hilfsmittel des atlantischen Seeverkehrs geworden; von den Lofoten im Norden bis zur Magellan-Straße und Kapstadt im Süden, von Labrador und dem Golf von Mexiko im Westen bis Port Said im Osten sind sie bei allerdings sehr ungleichmäßiger Verteilung über die Küsten der verschiedenen Staaten vorhanden, etwa 130 am offenen Atlantischen Ozean einschließlich Westindien, ebensoviel in Nord- und Ostsee und den britischen Gewässern, mehr als 70 an den Küsten des Mittelmeeres.

Von den für den transatlantischen Großverkehr besonders bedeutsamen Stationen 1. Ordnung nennen wir, abgesehen von Nauen, die deutsche bei Norddeich nahe der

Emsmündung, ferner Poldhu an der englischen Kanalküste, Clifden an der irischen Westküste, Glace Bay in 46° N-Br., 60° W-Lg. (Kap-Breton-Halbinsel, Kanada). Für die Schiffahrt ist in der Nähe der gefährlichsten Kaps und Inseln meist schon gesorgt, so bei Lizard, Fastnet, Ouessant, Finisterre, Gibraltar, Kap Race, Sable Insel, Nantucket Shoal, Kap Hatteras usw. Die Reichweiten sind je nach den vorliegenden Bedürfnissen ungemein verschieden und schwanken etwa zwischen 20 und 6000 km; dazu kommen die durch die atmosphärischen Verhältnisse herbeigeführten starken Schwankungen. Die Funkenstationen an Bord der Schiffe überbrücken eine Entfernung von durchschnittlich 300—600 km (normale Reichweite), und so kann heutzutage auf den vereinbarten transatlantischen Dampferwegen zwischen dem Englischen Kanal und New York der moderne Passagierdampfer fast ständig nicht bloß mit benachbarten Fahrzeugen, sondern auch mit dem Lande Verbindung haben, indem er bei zu großer Entfernung seine Depeschen vor- oder rückwärts befindlichen Schiffen zur Weitergabe an Land übermittelt. Gerade auf den erwähnten nordatlantischen Dampferwegen ist bei der Häufigkeit des Nebels und des Eises in der Nähe der Neufundland-Bank und bei der Dichte des Verkehrs der Gewinn an Sicherheit gar nicht hoch genug zu veranschlagen. Der gegenseitige Nachrichtenaustausch in dieser Hinsicht ist äußerst rege und wird sicherlich in absehbarer Zeit noch erhebliche Vervollkommnung erfahren.

Auch für die Reisen nach Süden stehen der Schiffahrt Funkspruchstationen zur Verfügung, besonders an der brasilianischen Küste; soviel bekannt, klafft nur noch eine größere Lücke zwischen den Canarischen Inseln und Fernando Noronha, indem die Kapverdeschen Inseln unbesetzt sind. An der westafrikanischen Küste wurden durch deutsche Unternehmungen Stationen in Lome (Togo), Duala, Swakopmund und Lüderitzbucht eingerichtet; sie haben vorzugsweise mit den an der Küste verkehrenden Schiffen Verkehr, aber auch untereinander (Swakopmund zeitweise sogar mit Duala) und bei dem Umstande, daß das Deutsche Reich bis jetzt kein eigenes Unterseekabel nach seinen westafrikanischen Kolonien besitzt, erscheint es ungemein wichtig, daß die Großstation Nauen in absehbarer Zeit unmittelbar und regelmäßig Depeschen nach Togo und Kamerun wird abgeben können.

§ 73. **Andre Hilfsmittel des atlantischen Verkehrs.**

Der Grundzug jeglichen Verkehrs auf der Erde wird durch die Bestrebungen gekennzeichnet, eine ständig vermehrte Sicherheit und zugleich Beschleunigung des Verkehrs unter Anwendung aller nur irgendwie brauchbaren Errungenschaften der Wissenschaft und Praxis herbeizuführen; dies gilt in erster Linie vom atlantischen Verkehr, der dem Austausch der weitaus größten Mengen materieller Güter sowie der Pflege hochzubewertender sonstiger wirtschaftlicher, persönlicher und politischer Beziehungen zu dienen berufen ist.

Alle Verkehrs-Hilfsmittel werden hier zuerst der Feuertaufe der Praxis unterworfen und finden hier zunächst Eingang. Das gilt naturgemäß auch von den wichtigsten, den Leuchtfeuern[20], die schon im Altertum in einzelnen Fällen am Mittelmeer zur Einrichtung kamen. Ein langer Weg führt von dem primitiven offenen Hafenfeuer ganz vereinzelter Plätze bis zu der heutigen dichten Besetzung vieler atlantischen Küsten durch Leuchtfeuer, unter denen nicht wenige in elektrischen Lichtbündeln viele tausend Kerzenstärken hinaussenden in schwarze Nacht. An der deutsch-holländischen Nord-

seeküste, an der zwischen dem Kleinen Belt und Darsser Ort sich dehnenden Ostseeküste, an einzelnen Strecken der südnorwegischen und ostschottischen Küste und anderseits drüben zwischen Kap Cod und Kap Hatteras, vor den Handelsemporien von New York, Baltimore und Philadelphia, kommen auf je 150 Sm Küstenstrecke heute mehr als 150 Leuchtfeuer verschiedenster Art. Daneben freilich sind noch immer gewaltige Strecken der atlantischen Umrandungen sehr spärlich besetzt, manchenorts selbst dort, wo die natürliche Gefährlichkeit der Küste und ein starker Verkehr auf See eine intensivere „Befeuerung“ wohl angezeigt erscheinen ließe. Hier spielen aber so viele Momente nichtgeographischen Charakters hinein, daß ein weiteres Eingehen hierauf sich um so mehr erübrigt, als in einer sehr ausführlichen Monographie der Gegenstand gerade für den Atlantischen Ozean kürzlich behandelt worden ist[21].

Zu den Leuchtfeuern gesellen sich die Schallsignalstationen[22], die heute in zwei Gruppen zerfallen, in oberirdische Glocken- und Nebelhornsignale und in Unterwassersignale; die letzteren können mit und ohne Telephon von den Schiffen gehört werden und ihre Schallwellen sind meist sicherer ihrer Richtung und Herkunft nach bestimmbar als die über Wasser kommenden. Der atlantische Verkehr verfügt ferner über Zeitsignalstationen[23], über Sturmwarnungsstationen[24], über Windsemaphorstationen, Lloydssignalstationen[25] und vieles andre, das der hochentwickelte transatlantische Verkehr nicht mehr missen kann. Wir könnten noch eingehen auf die Gelegenheiten zum Docken der Fahrzeuge[26] in den Häfen, auf die für den Dampfer hervorragend wichtigen atlantischen Kohlenstationen[27] und ihre Vorräte; es ist ja bekannt, welch eminente politische Rolle gewisse auswärtige Plätze in den Händen bestimmter Seemächte lediglich um deswillen spielen, weil sie unentbehrliche Stützpunkte für die Bekohlung der Kriegsschiffe darstellen. Aber alle diese Angelegenheiten haben mehr nautisch-technischen Charakter und überschreiten schon etwas den Rahmen einer Geographie des Atlantischen Ozeans.

Literaturnachweis zu: Atlantischer Verkehr und seine Hilfsmittel.

[1] Vgl. G. von Neumayer, Ein Vorkämpfer für Deutschlands Größe zur See. Vortrag vom 17. April 1900 (List in der 2. Nummer des Zollvereinsblattes 1842). — [2] F. Ratzel, Anthropogeographie, II. Bd. (1891), S. 525. — [3] G. Schott in Deutsche Monatsschrift für das Leben der Gegenwart, März 1905. — [4] G. Schott, Die Verkehrswege der transozeanischen Segelschiffahrt in der Gegenwart, Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde, Bd. XXX, S. 235 ff., Berlin 1895. — [5] Die fachmännische, also für Seeleute bestimmte Erörterung der Segelschiffswege ist in dem Werke der Deutschen Seewarte enthalten „Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean“, 3. Aufl., Hamburg 1910. — [6] Seemann in Annalen der Hydrographie und marit. Met., S. 331, 1892. — [7] Dinklage, ebenda, S. 341, 1889. — [8] Paulus, Die Reisen deutscher Segelschiffe 1893—1904 in „Aus dem Archiv der Seewarte“, Bd. XXX, Heft 1, Hamburg 1907. Die ersten Isochronen für Segelschiffsreisen zeichnete Schott, s. Nr. [4]. — [9] Hilgendorf in Annalen der Hydrographie, S. 25, 1902. — [10] Die fachmännische Erörterung der Dampfschiffswege bringt das von der Seewarte in Hamburg 1905 herausgegebene „Dampferhandbuch für den Atlantischen Ozean“. [11] Eckert, Die Großmächte und der Großverkehr, in Globus, Bd. LXXXVIII (1905), S. 1 ff., mit Karte. — [12] H. Thurn, Die Seekabel, Leipzig 1909. Lenschau, Das Weltkabelnetz, Halle a. d. S., 1903. Thurn bringt seinerseits wieder ein ausführliches Literaturverzeichnis. — [13] Thurn, a. a. O. S. 1–6. — [14] Die Karte der Telegraphenkabel (Tafel XXVIII) ist unter Benutzung der folgenden Quellen entworfen: eine handschriftliche, dem Verfasser freundlichst von der Londoner Firma Siemens Brothers & Co. zur Verfügung gestellte Karte speziell über die transatlantischen Kabel zwischen Europa und Nordamerika vom Jahre 1887; Coal and Telegraph Chart des britischen Hydrographischen Amtes, Nr. 1188, neuste

Ausgabe; Carte générale des grandes communications télégraphiques, mit amtlichem Text, Bern 1910. — [15] THURN, a. a. O. S. 150 ff. Die für das zweite deutsche atlantische Kabel vorgenommenen deutschen Tiefseemessungen sind veröffentlicht in den Annalen der Hydrographie, S. 516 ff., 1902. — [16] THURN, S. 27. — [17] Ebenda, S 185. — [18] Diese und die übrigen Längenangaben nach THURN, S. 188 ff. — [19] Das internationale Bureau des Welttelegraphenvereins in Bern veröffentlicht Verzeichnisse der Funkentelegraphenstationen mit häufigen Nachträgen. Die Seewarte hat 1910 in „Der Pilote, Neue Folge", Bd. IX, S. 44 ff., eine Liste der Küsten-Funkspruchstellen veröffentlicht, für den Nordatlantischen Ozean noch speziell (mit genauen Positionsangaben) auch auf der „Monatskarte für den Nordatlantischen Ozean" vom November 1909. — [20] Das Reichs-Marine-Amt in Berlin gibt alljährlich in mehreren Bänden die neuesten Verzeichnisse der Leuchtfeuer auf der ganzen Erde heraus. — [21] A. HIEBEL, Seezeichen, Leuchtfeuer und Schallsignale des Atlantischen Ozeans. Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft in Hamburg, Bd. XXIII, S. 1—287, 1 Karte, 1908. — [22] Die von der Seewarte in Hamburg herausgegebenen Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean, Mai und Juli 1908, enthalten Listen dieser Stationen. — [23] Dieselben Karten für November und Dezember 1908; vgl. auch „Der Pilote, Neue Folge", Bd. IX, S. 21, Hamburg 1910. — [24] Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean, 3. Aufl., Tafel III, Hamburg 1910. — [25] „Der Pilote, Neue Folge", Bd. IX, S. 17. — [26] Ebenda, S. 24 ff. — [27] Ebenda, S. 56, und die britische Admiralitätskarte Nr. 1188 „Coal and Telegraph Chart".

Verzeichnis der Tafeln.

Verzeichnis der Textfiguren.

Namen- und Sachregister.

Die Zahlen beziehen sich auf die Seiten.
Namen in Petit beziehen sich auf Nachweise in den Literaturverzeichnissen am Ende der Kapitel.
A. O. = Atlantischer Ozean.

Druckfehler.

Seite 8, Zeile 7 von unten lies § 69 (S. 281) statt § 70.
„ 19, „ 14 „ oben „ Landsichtung statt Landrichtung.
„ 85, „ 10 „ „ „ J. SCHMIDT statt A. SCHMIDT.
„ 80, 2. Absatz, Zeile 4 von oben, lies § 66 (S. 269) statt § 68.

Satz, Druck und Einband von der
Druckerei-Gesellschaft Hartung & Co. m. b. H.
Schrift aus der
Schriftgießerei von Genzsch & Heyse
Papier aus der
Fabrik Sieler & Vogel
Zinkographien und Autotypien von
Max Feuerlein
Lithographie und Photolithographie von
J. Köhler (Otto Maasch)
und
Carl Griese
sämtlich in Hamburg.

